

Vorlesung „Allgemeine Meteorologie“

Prof. Michael Kunz

Kapitel 7: Einführung in die Dynamik der Atmosphäre



Letzte Vorlesung...

- **Bewegungsgleichungen:** Impulsbilanz, für x, y, z-Richtung

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

- **Skalenanalyse:** Abschätzung Größenordnung Terme Bewegungs-Gleichungen; vereinfachte Balancen
- **Großräumig** (z.B. Hoch- / Tiefdruckgebiete)

– **vertikal:** Gleichgewicht zwischen Schwere- und Druckgradientbeschleunigung
→ hydrostatische Approximation

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

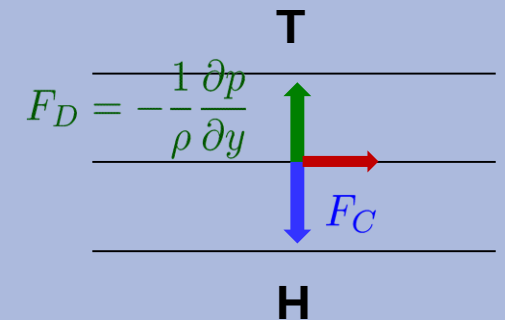
– **horizontal:** Gleichgew. zwischen Druckgradient- und Coriolisbeschleunigung
→ geostrophischer Wind

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y}$$

- **Eigenschaften geostrophischer Wind:**

→ **beschleunigungsfrei**, parallel zu **geradlinigen Isobaren**;
proportional zum Druckgradient

→ nimmt bei konst. Druckgradienten (= Coriolisbeschl. konstant) Richtung Äquator zu da (da $\sin \varphi$ abnimmt, muss *Geschwindigkeit* zunehmen);



7 Einführung in die Dynamik der Atmosphäre

7.1 Newtonsche Axiome

7.2 Kräfte/Beschleunigungen in der Atmosphäre

7.2.1 Druckgradient-Beschleunigung

7.2.2 Schwere-Beschleunigung

7.2.3 Zentrifugal-Beschleunigung

7.2.4 Reibung

7.2.5 Coriolis-Beschleunigung

7.3 Bewegungsgleichungen

7.4 Skalenanalyse und vereinfachte Balancen

7.4.1 Geostrophischer Wind

7.4.2 Thermischer Wind

7.4.3 Gradientwind

7.4.4 Zyklotropischer Wind

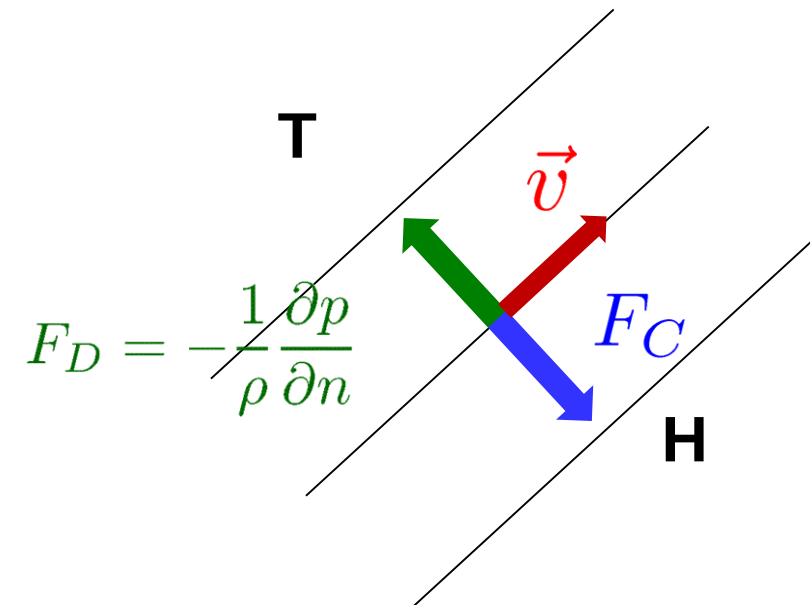
7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

- Für beliebige Orientierungen: Betrag des geostrophischen Winds

$$V_g = \sqrt{u_g^2 + v_g^2} \Rightarrow V_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial n}$$

Betrag geotr. Wind

$$\text{mit : } \frac{\partial p}{\partial n} = \sqrt{\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)^2}$$



7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

Beispiel

- Abschätzung Druckgradient:

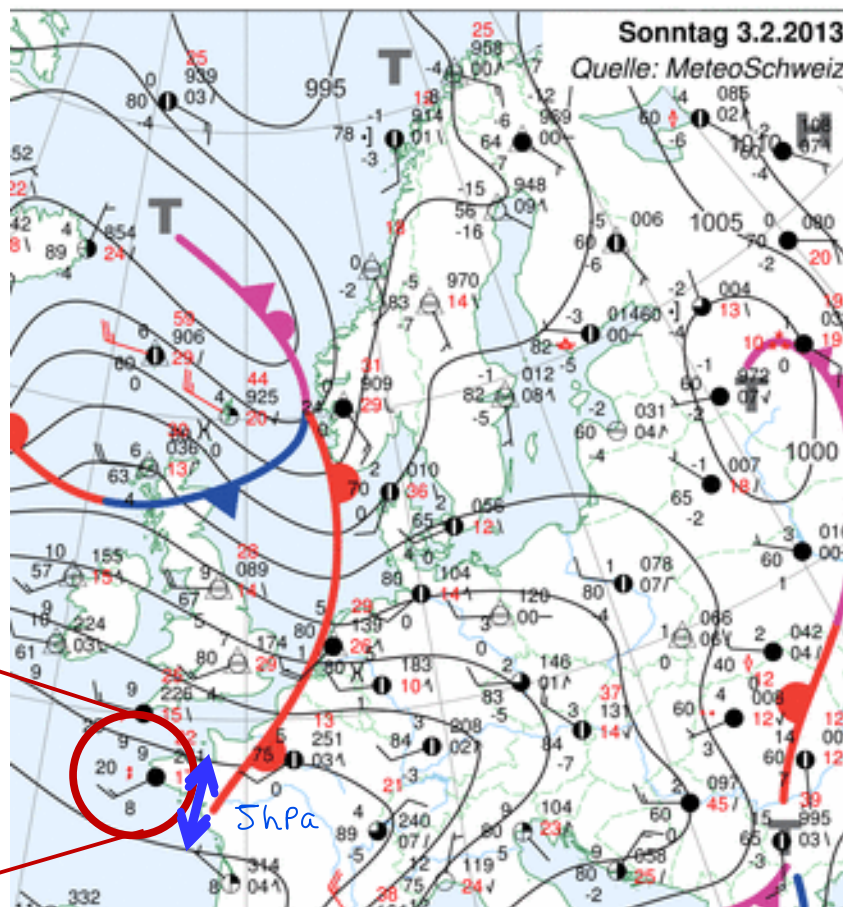
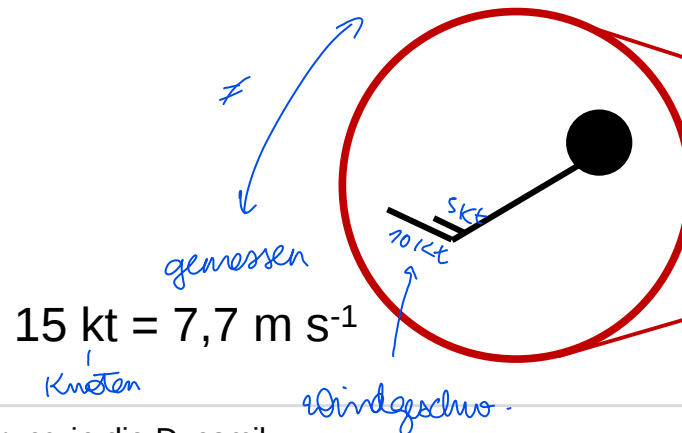
$$\frac{\partial p}{\partial n} \approx \frac{\Delta p}{\Delta n} \approx \frac{5 \text{ hPa}}{4^\circ} \approx \frac{500 \text{ Pa}}{450.000 \text{ m}}$$

$$\rho \approx 1,2 \text{ kg m}^{-3}, f = 10^{-4} \text{ s}^{-1} \rightarrow \text{Coriolisparameter}$$

- Betrag geostrophischer Wind

$$V_g = \frac{1}{1,2} \cdot 10^4 \frac{500}{450000} \text{ m s}^{-1} = 9,3 \text{ m s}^{-1}$$

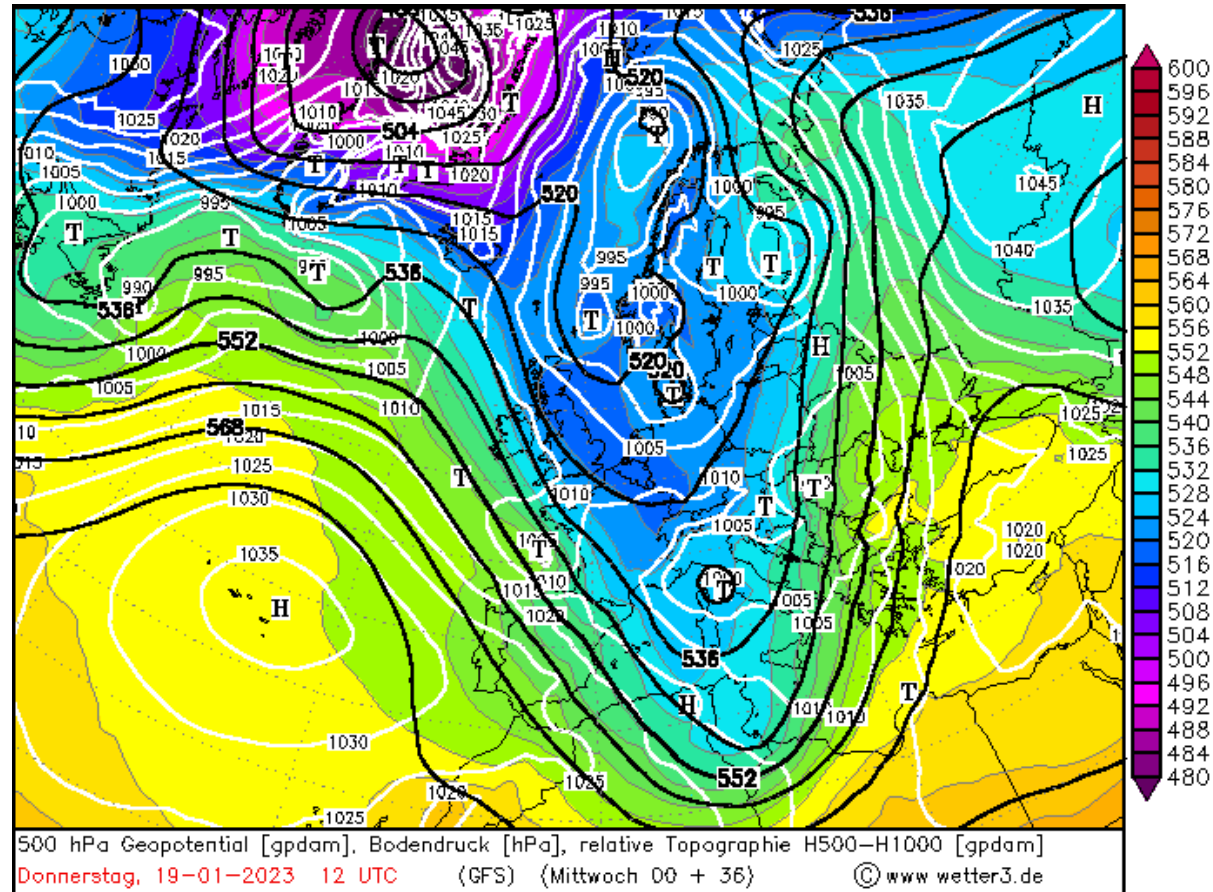
(ohne Reibung)



7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

Geostrophischer Wind als Funktion des Geopotentials

- Höhenwetterkarten: Darstellung Geopotential auf einer Druckfläche
- Sinnvoll: Angabe geostrophischer Wind als Funktion des **Geopotentials**



7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

Geopotential und geopotentielle Höhe (siehe auch VL 1)

- **Geopotential** ϕ ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$): Arbeit pro Masseneinheit (ME), die gegen Schwerfeld (= Gravitation + Zentrifugalkraft) zu verrichten ist, um ME von $z = 0$ auf Höhe z zu heben ($\sim$ potentielle Energie $E_{\text{pot}} = mgh$)

$\phi = gz$
- Da g von geographischer Breite abhängt $\Rightarrow$ Normierung mit g_0 (in 45°N) = 9.8 m s^{-2} ; damit Isofläche mit gleicher Energie
 - $\rightarrow$ Definition **geopotentielle Höhe Z**
 - $\rightarrow$ Einheit: geopotentielle Meter (gpm); in Wetterkarten wird als Einheit oft geopot. Dekameter (gpdam) verwendet

$$Z = \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g \, dz$$
- Geopotentielle Höhe entspricht der **normierten Arbeit** und ist **ähnlich zur geometrischen Höhe** (in $45^\circ\text{N/S} \equiv$ geometrische Höhe)

7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

Geostrophischer Wind als Funktion des Geopotentials

- Geostrophischer Wind als Funktion des horizontalen Druckgradienten
- Definition Geopotential
- Hydrostatische Approximation
- Geostrophischer Wind als Funktion des Geopotentials (keine Dichte)
- ...als Funktion des geopotentiellen Meters $Z = \frac{\phi}{g_0} \Leftrightarrow \phi = Z g_0$
- ...und in Normalenrichtung

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\phi = g z \Rightarrow \partial \phi = g \partial z$$

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

$$u_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad v_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

$$u_g = \frac{g_0}{f} \frac{\partial Z}{\partial y} \quad v_g = -\frac{g_0}{f} \frac{\partial Z}{\partial x}$$

$$V_g = \frac{g_0}{f} \frac{\partial Z}{\partial n}$$



7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

Beispiel

- Abschätzung Gradient Geopotential:

$$\frac{\partial Z}{\partial n} \approx \frac{\Delta Z}{\Delta n} \approx \frac{320 \text{ gpm} \rightarrow 8960 - 8640}{3,5^\circ} \approx \frac{320 \text{ gpm}}{380 \text{ km}}$$

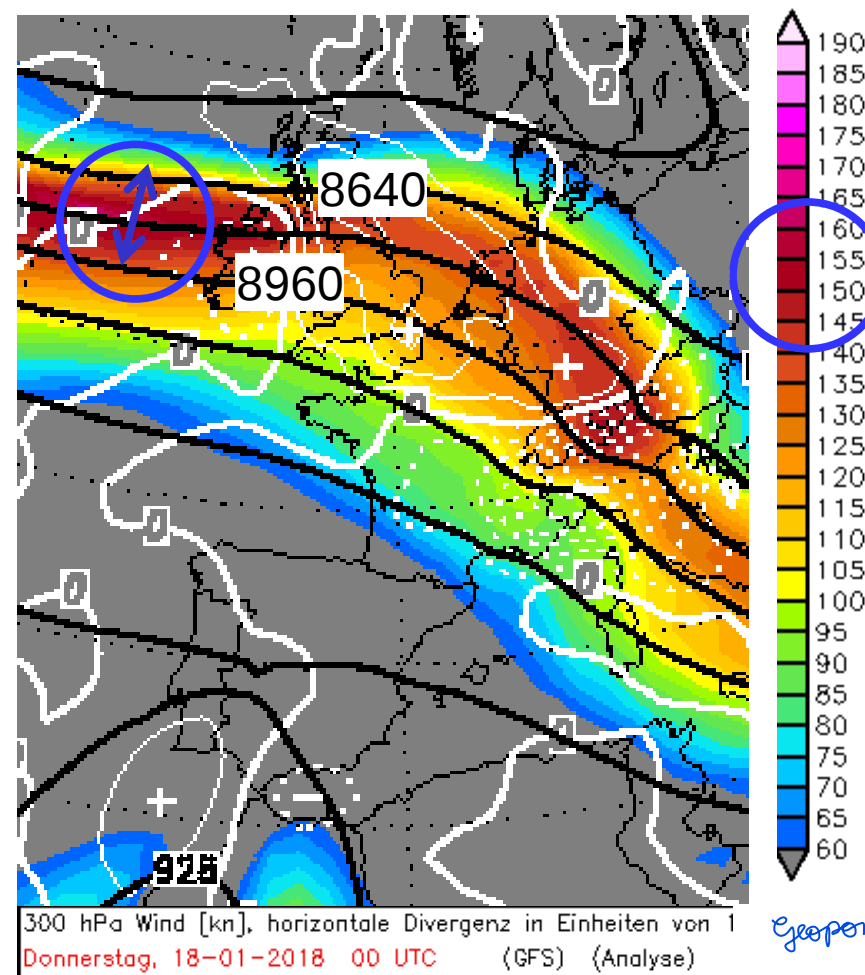
$$g_0 = 9,8 \text{ m s}^{-2}, f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

- Betrag geostrophischer Wind

$$\begin{aligned} V_g &= 9,8 \cdot 10^4 \frac{320}{380000} \text{ m s}^{-1} \\ &= 82,0 \text{ m s}^{-1} \\ &= 160 \text{ kn} \quad \checkmark \rightarrow \text{auf Karte ca. 155 Knoten} \end{aligned}$$

außerhalb der Reibungsschicht (hoch genug)

$$V_g = \frac{g_0}{f} \frac{\partial Z}{\partial n}$$



Geopotenzial in gpm

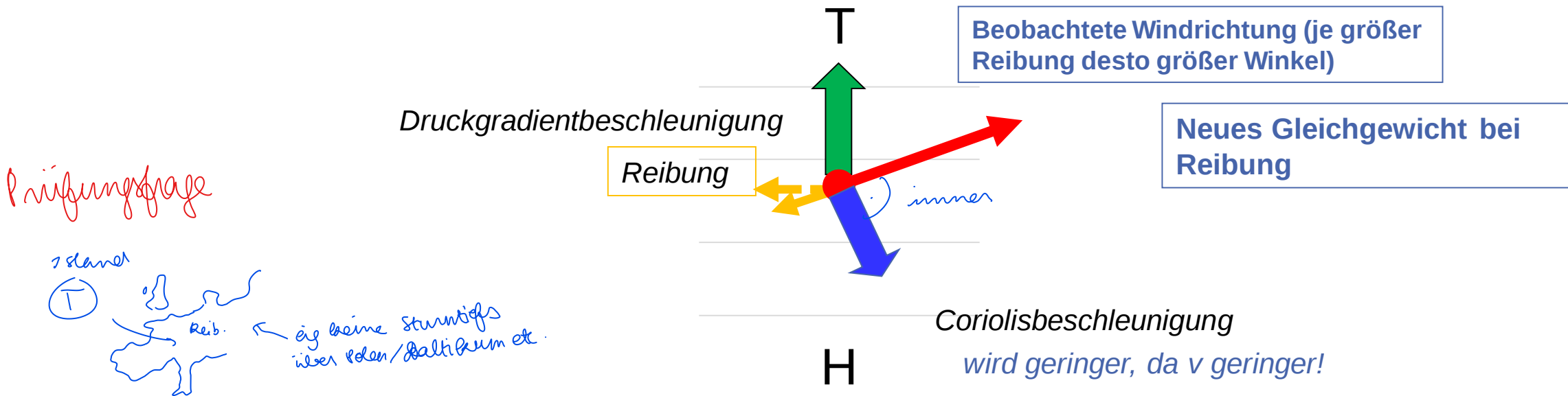
7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

$v \downarrow \rightarrow$ Coriolisbeschleunigung $\downarrow \rightarrow$ Richtung ändert sich

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

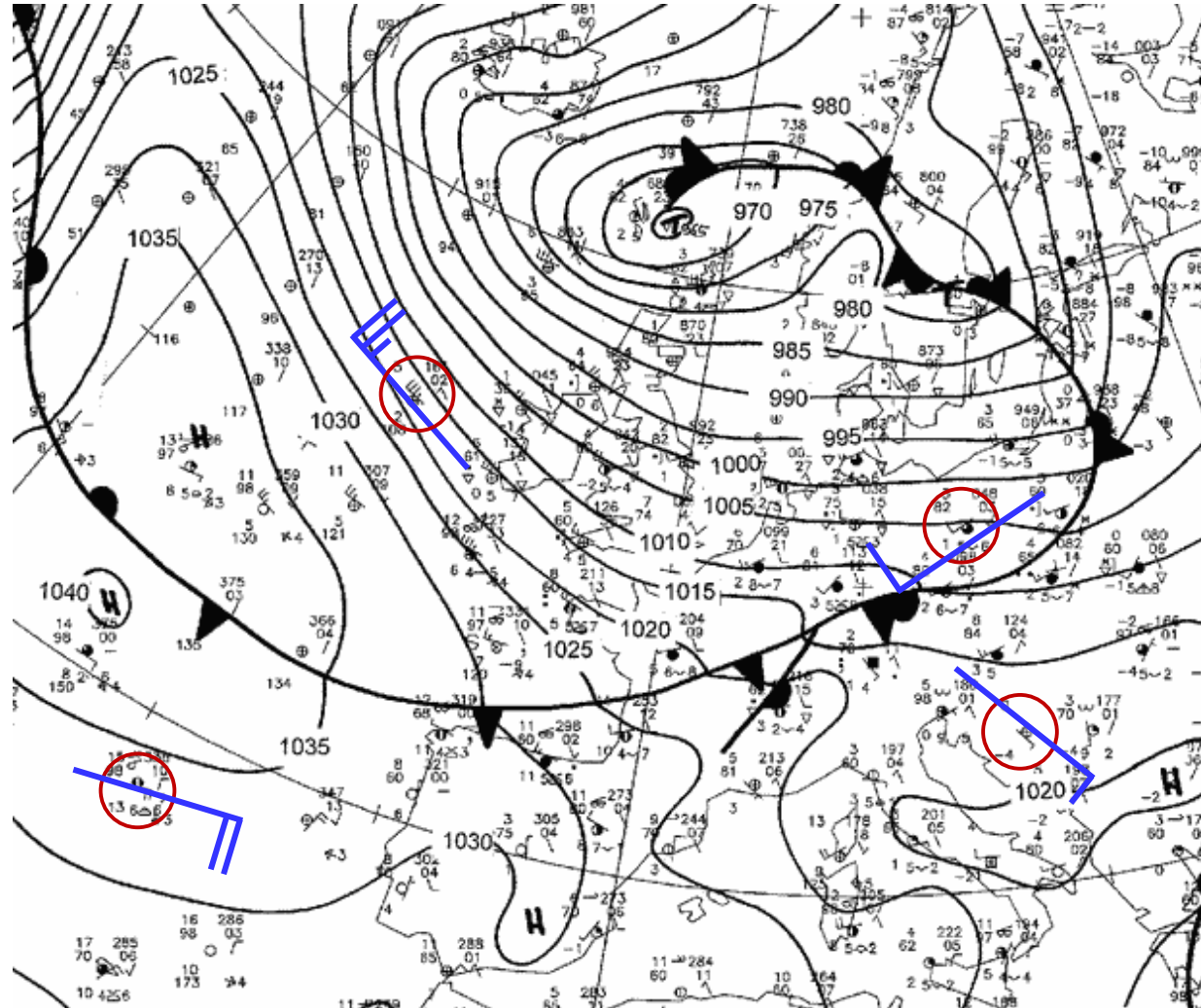
Einfluss von Reibung

- Reibung reduziert Windgeschwindigkeit und damit Corioliskraft
- Ageostrophische Windkomponente in Tiefdruckzentrum hinein
 - Strömungskonvergenz am Boden
 - Führt prinzipiell zum Auffüllen eines Tiefs
- Richtungsablenkung in planetarer Grenzschicht um bis zu 45°



7.5.2 Geostrophisches Gleichgewicht

Windfelder in Wetterkarten



Druckabnahme Höhe $\rightarrow$ wegen T

Fragen über Fragen...

Kalt : Luftdruck $\uparrow$
nimmt schnell ab
 $\downarrow$

h. warm
z. B. T. Kalt

■ Wie ändert sich der **horizontale Druckgradient** mit der Höhe bei einem horizontalen Temperaturgradienten?

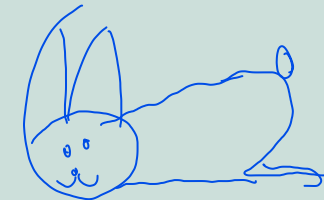
warm kalt

■ Wie ändert sich der geostrophische Wind mit der Höhe, wenn im **Tief die Kaltluft, im Hoch die Warmluft** liegt? nimmt zu (Druckgrad. verstärkt)

■ Wie nennt man die daraus resultierenden **Höhenwinde**?

Starkwinde

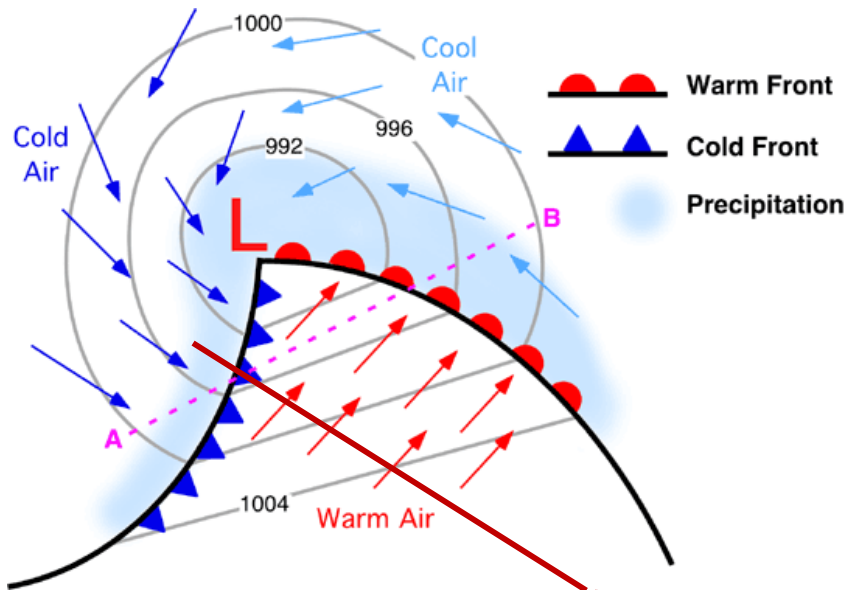
Jetstream



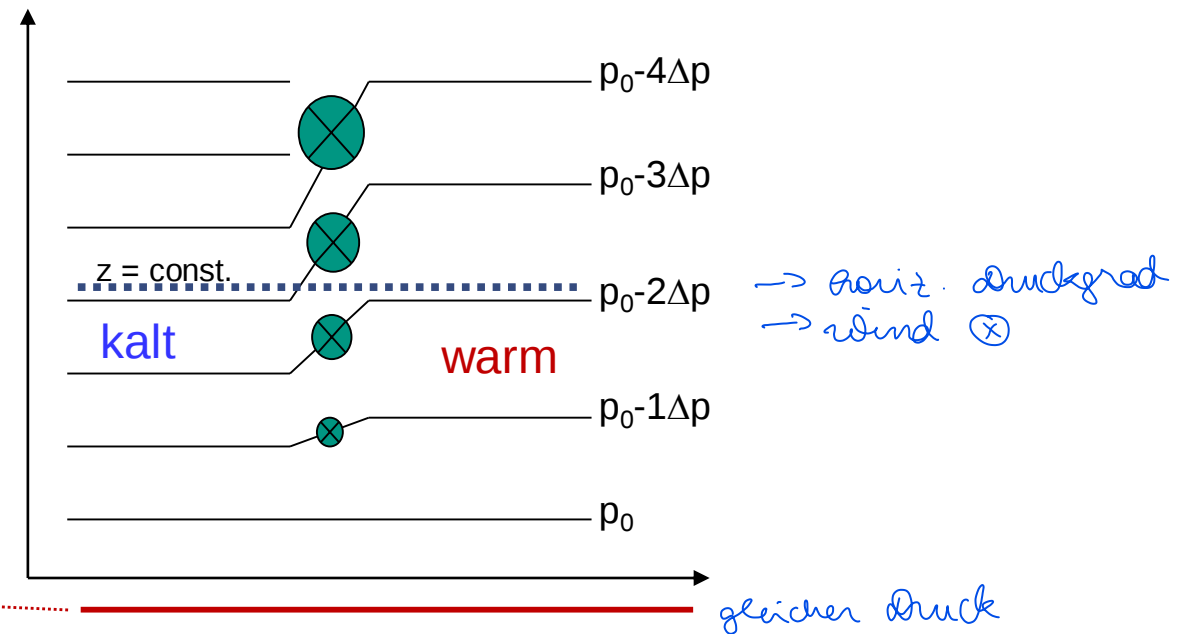
7.5.3 Thermischer Wind

- Was ist, wenn neben einem horizontalen Druckgradient auch ein horizontaler Temperaturgradient vorherrscht (z.B. im Bereich eines Bodentiefs)?

horizontal



vertikal (Idealisierung: kein Druckgradient am Boden)



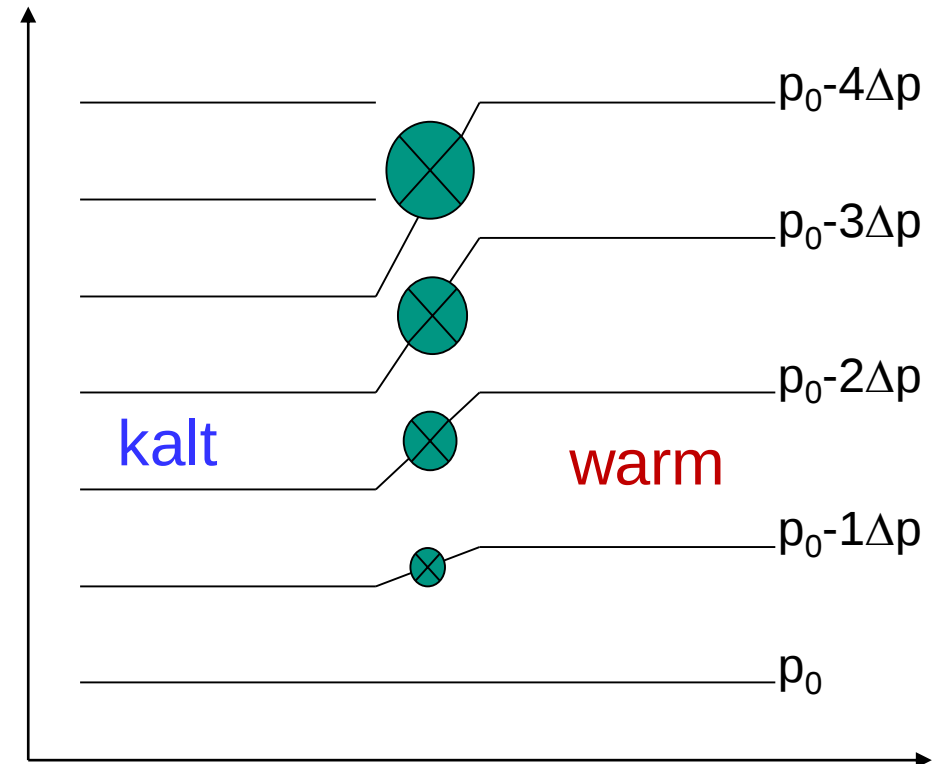
→ In Gebieten mit einem horizontalen Temperaturgradienten ändert sich der horizontale Druckgradient mit der Höhe
⇒ Änderung des geostrophischen Winds mit der Höhe: thermischer Wind

7.5.3 Thermischer Wind

- Differenzenvektor des geostrophischen Winds: **Thermischer Wind**

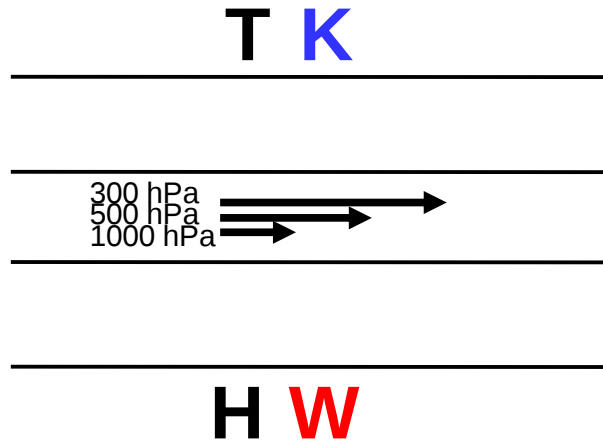
$$V_t = \frac{\partial V_g}{\partial z} \Delta z \approx -\frac{g}{T_f} \frac{\partial T}{\partial n} \Delta z$$

- proportional zum horizontalen Temperaturgradienten
- je größer der horizontale Temperaturgradient, umso stärker nimmt die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu (parallele Isobaren / Isotherme!)

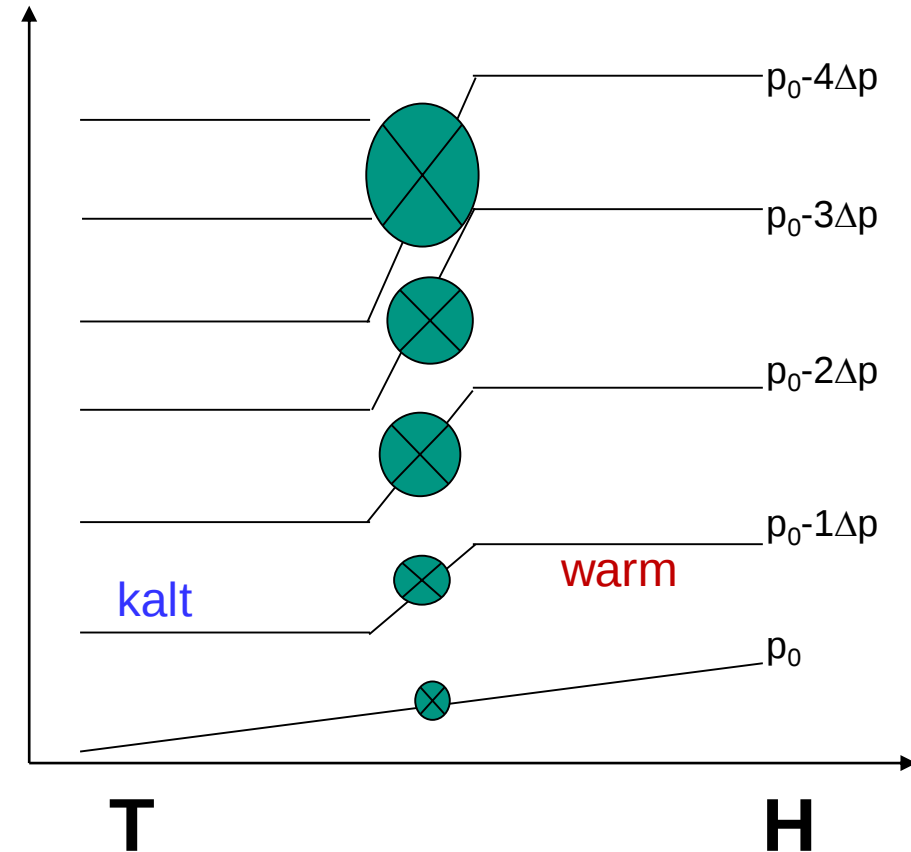


7.5.3 Thermischer Wind

- Windänderung abhängig von Anordnung Hoch / Tief relativ zur Temperatur

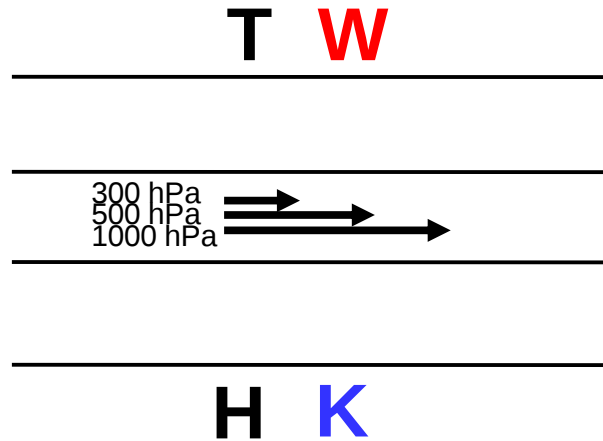


Zunahme Windgeschwindigkeit mit der Höhe
Windrichtung bleibt gleich

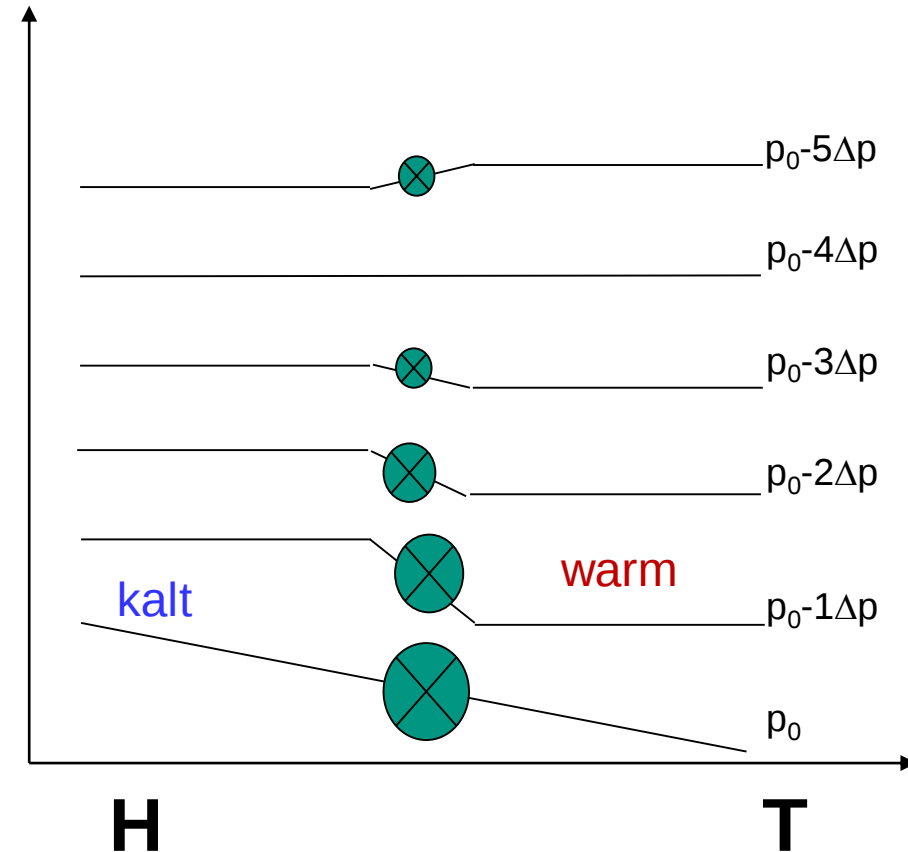


7.5.3 Thermischer Wind

- Windänderung abhängig von Anordnung Hoch / Tief relativ zur Temperatur

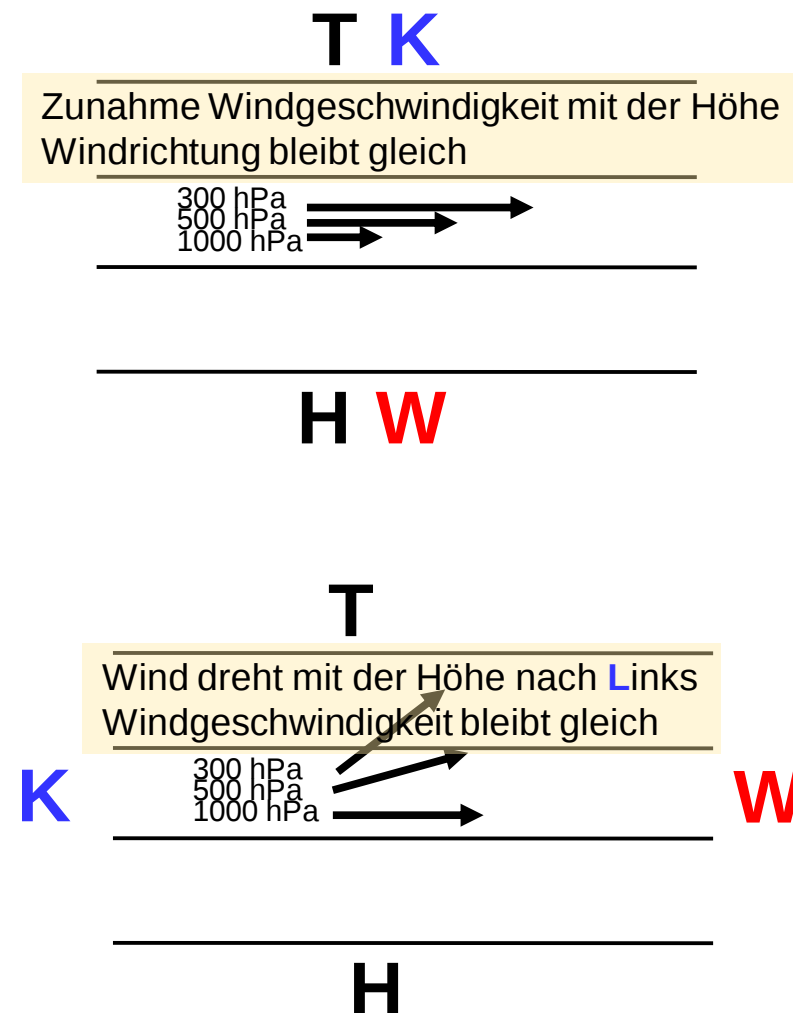
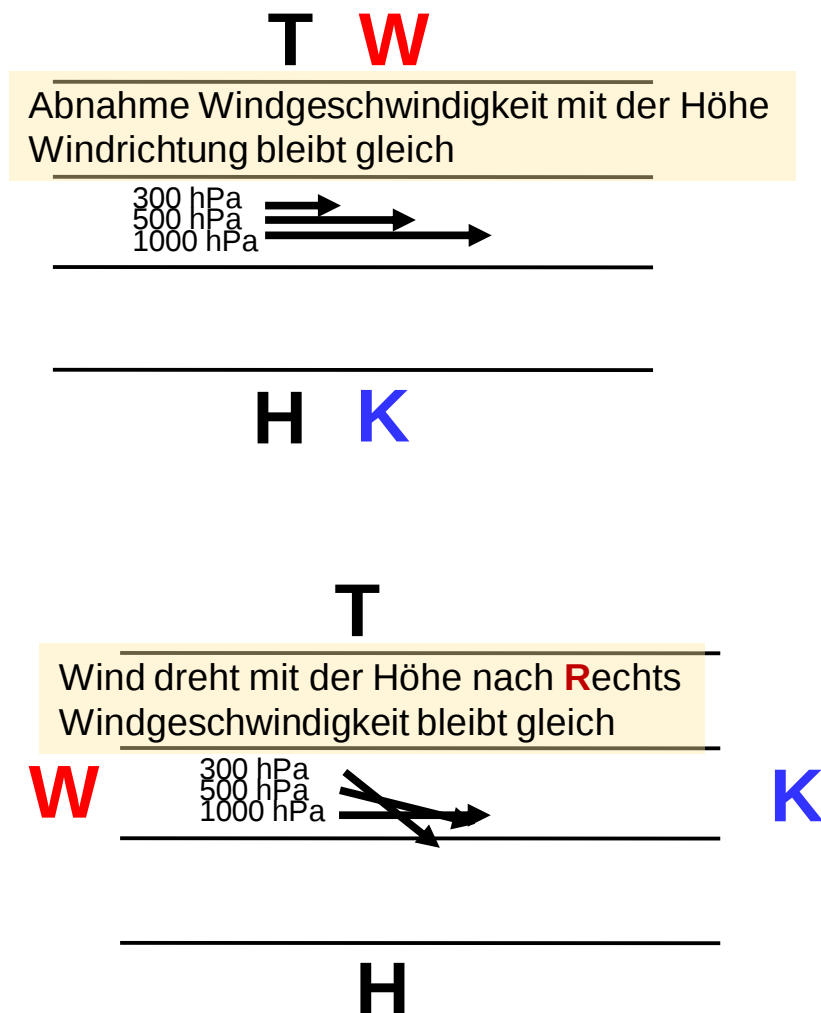


Abnahme Windgeschwindigkeit mit der Höhe
Windrichtung bleibt gleich



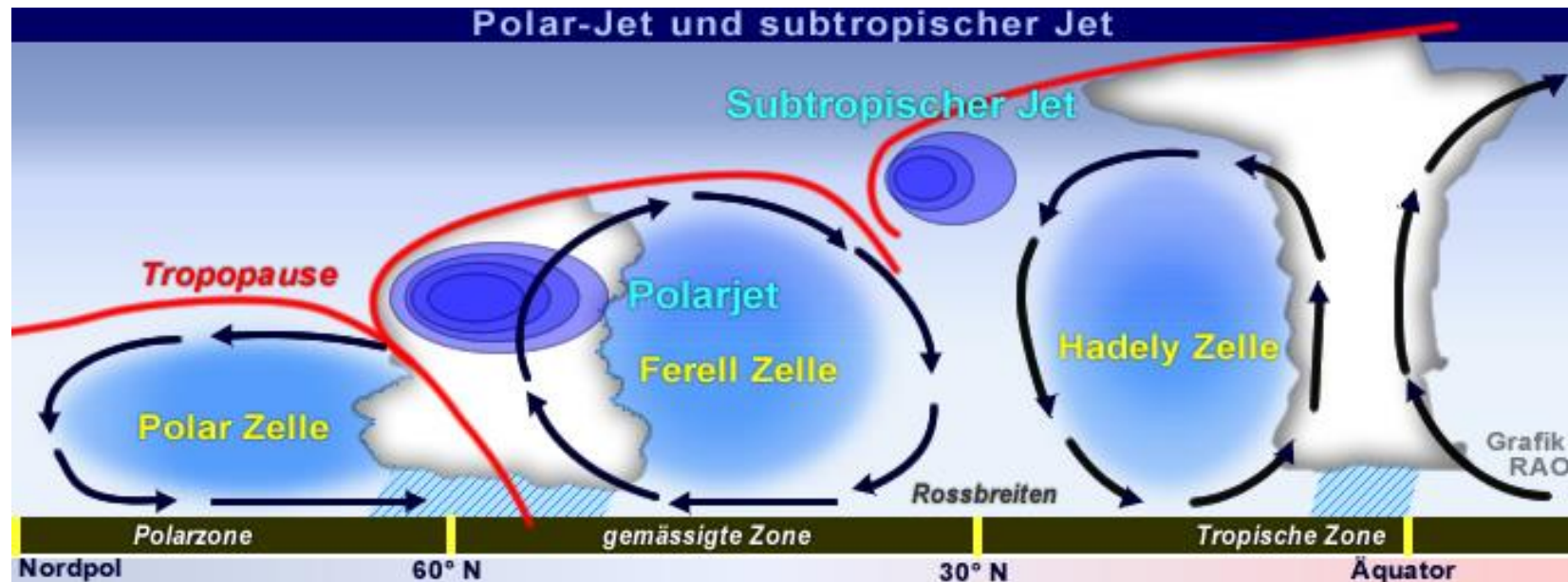
7.5.3 Thermischer Wind

- Windänderung abhängig von Anordnung Hoch / Tief relativ zur Temperatur



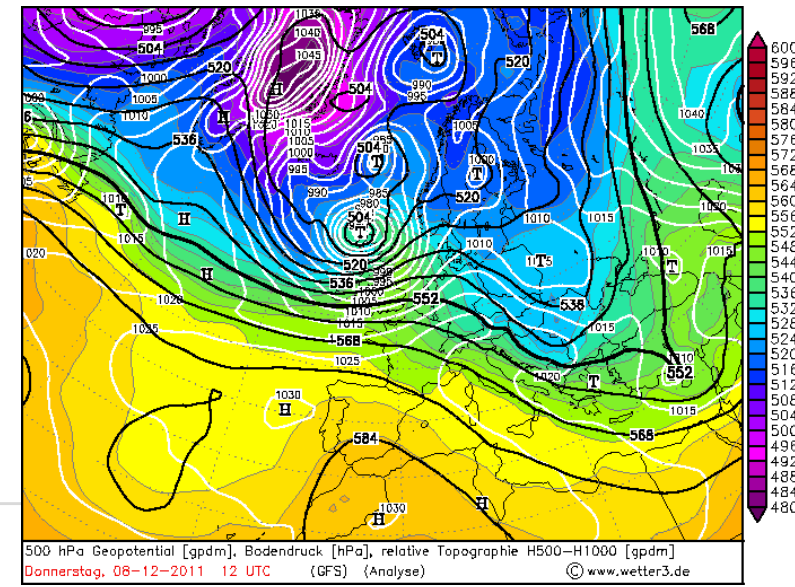
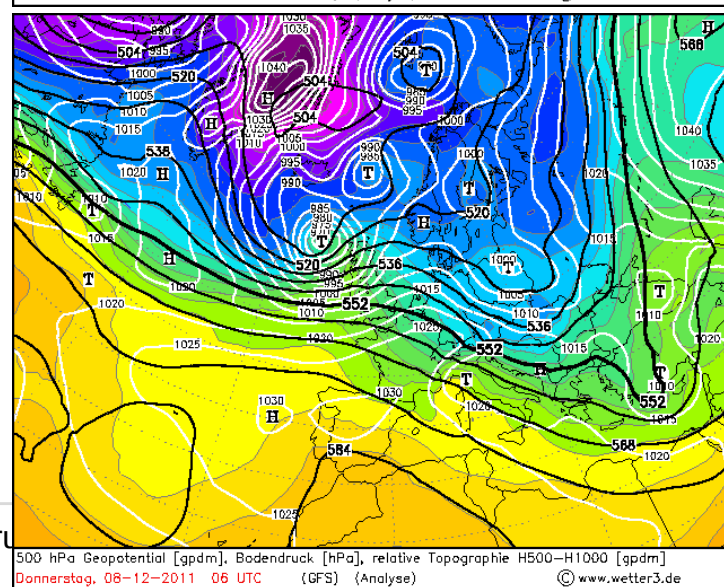
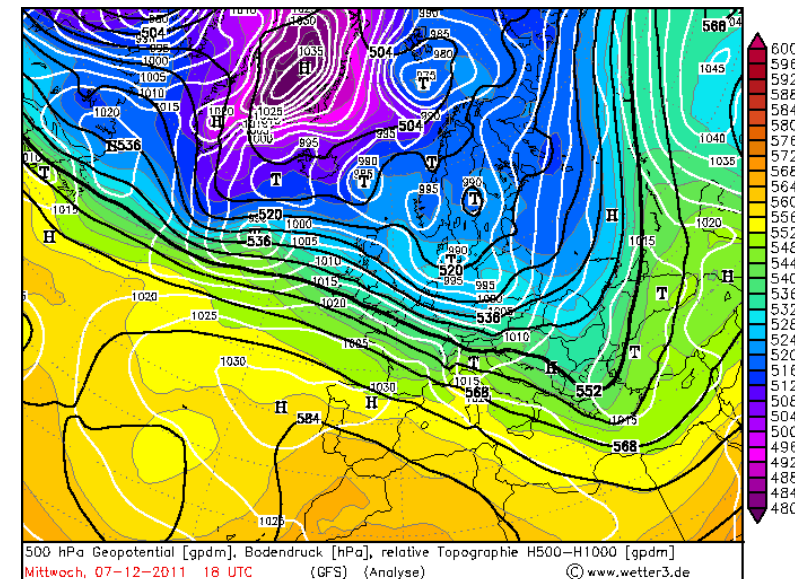
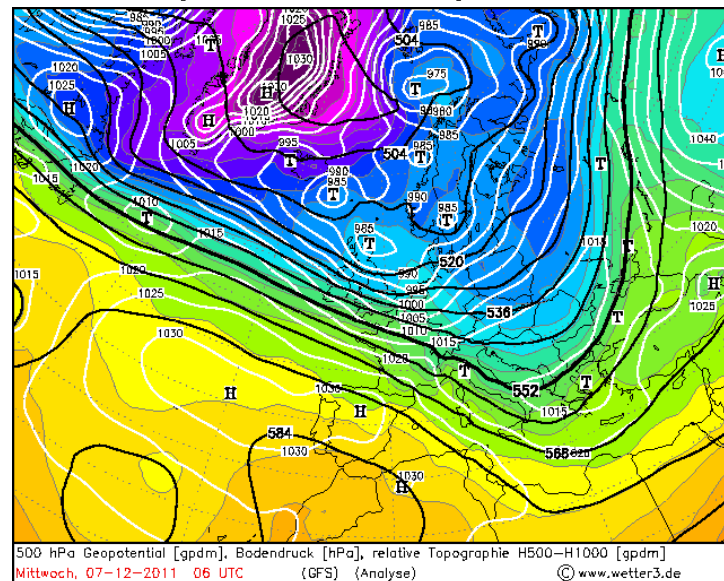
7.5.3 Thermischer Wind: Jetstream

- **Frontalzone**: begrenztes Gebiet mit starker Temperaturdifferenz (horizontal)
 - ⇒ Starkwindband (Jetstream) in Höhe Tropopause (~ 200 hPa)
- Jetstream wichtig für
 - Steuerung Tiefdruckgebiete
 - Zyklonogenese: Entstehung Tiefdruckgebiete



7.5.3 Thermischer Wind: Jetstream

■ Beispiel Sturmtief Friedhelm (07.12.2011)



7.5.3 Thermischer Wind: Jetstream

■ Beispiel Sturmtief Friedhelm (07.12.2011)

- Abschätzung Windgeschwindigkeit in 300 hPa bei Temperaturgradient 20 K/800 km

$$g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$$

$$f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

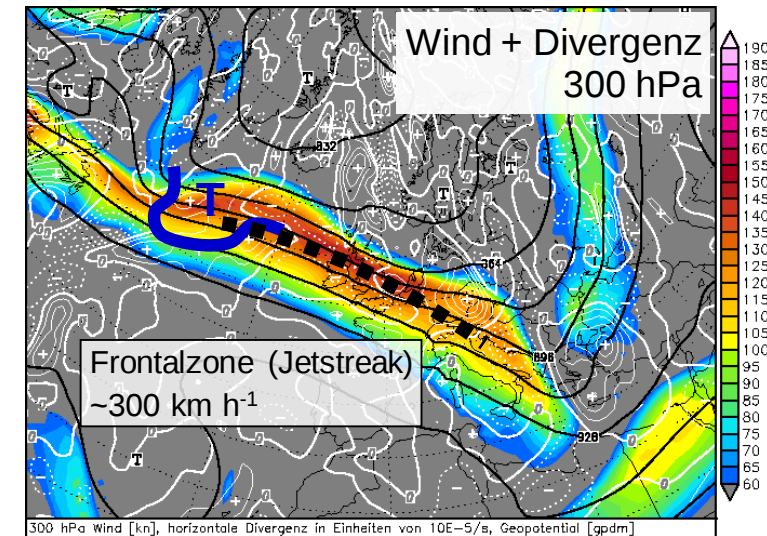
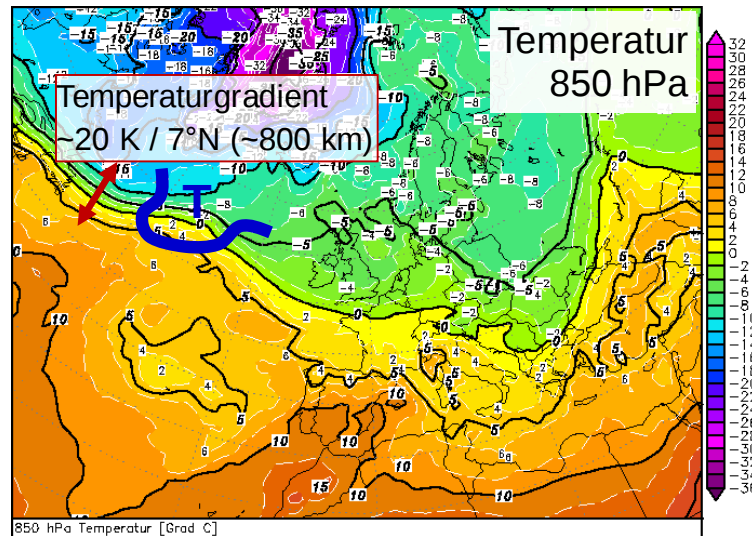
$$T \approx 288 \text{ K}$$

$$\Delta z = 10 \text{ km}$$

$$V_t \approx \frac{g}{Tf} \frac{\Delta T}{\Delta n} \Delta z$$

$$V_t = \frac{\partial V_g}{\partial z} \Delta z = -\frac{g}{Tf} \frac{\partial T}{\partial n} \Delta z$$

$$V_t \approx \frac{9,81}{288 \cdot 10^{-4}} \frac{20}{800} 10 \text{ m s}^{-1} = 85 \text{ m s}^{-1}$$



Fragen über Fragen...

- Wo ist die **Windgeschwindigkeit** bei gleichem Isobarenabstand größer: im Hoch oder im Tief?
- Was folgt daraus beim Übergang von einem **Trog** zu einem **Rücken** (wieder gleicher Isobarenabstand)?
- Kann es in einem Hoch zu großflächigen Windgeschwindigkeiten mit **Sturmstärke** kommen?

7.5.4 Gradientwind

■ Bewegungsgleichung **Horizontalkomponente U (V)**

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi - 2\Omega w \cos \varphi$$

$$\sim \frac{U}{T} \quad \sim \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{L} \quad \sim fU \quad \sim fW$$

$$\frac{10}{10^5} = 10^{-4} \quad \frac{10^3}{10^6} = 10^{-3} \quad 10^{-3} \quad 10^{-6} \text{ m s}^{-2}$$

Bez.	Größenord.
U, V	10 m s ⁻¹
W	10 ⁻² m s ⁻¹
L	10 ⁶ m
T = L/U	10 ⁵ s
H	10 ⁴ m
ΔP	10 ³ Pa
P ₀	10 ⁵ Pa
ρ	1 kg m ⁻³
2 Ω sin φ	10 ⁻⁴ s ⁻¹
F _{Rx} , F _{Ry} , F _{Rz}	0 m s ⁻²

Bei gekrümmten Isobaren (Beschleunigung): Gleichgewicht zwischen

- Druckgradientkraft F_D
- Corioliskraft F_C
- **Zentrifugalkraft F_Z** (horizontal aufgrund Krümmung Isobaren)

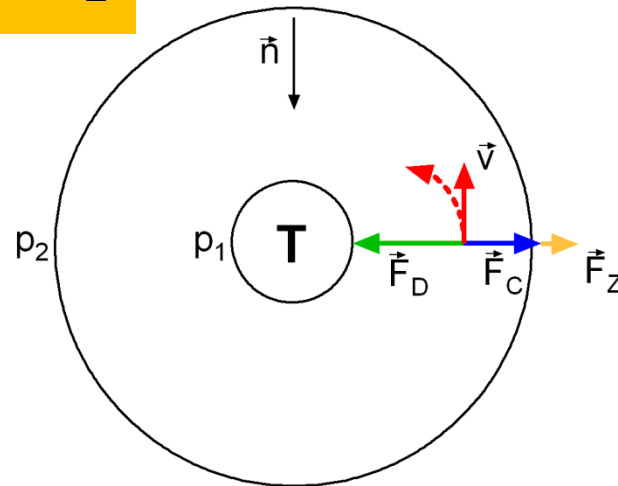
7.5.4 Gradientwind

■ Effekt der Isobarenkrümmung: **Gradientwind** als Gleichgewicht zwischen

- Druckgradientkraft F_D
- Corioliskraft F_C
- Zentrifugalkraft F_Z

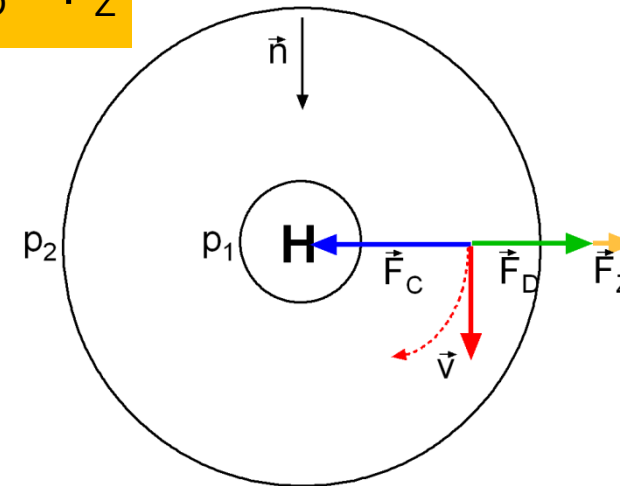
zyklonal

$$F_C = F_D - F_Z$$



antizyklonal

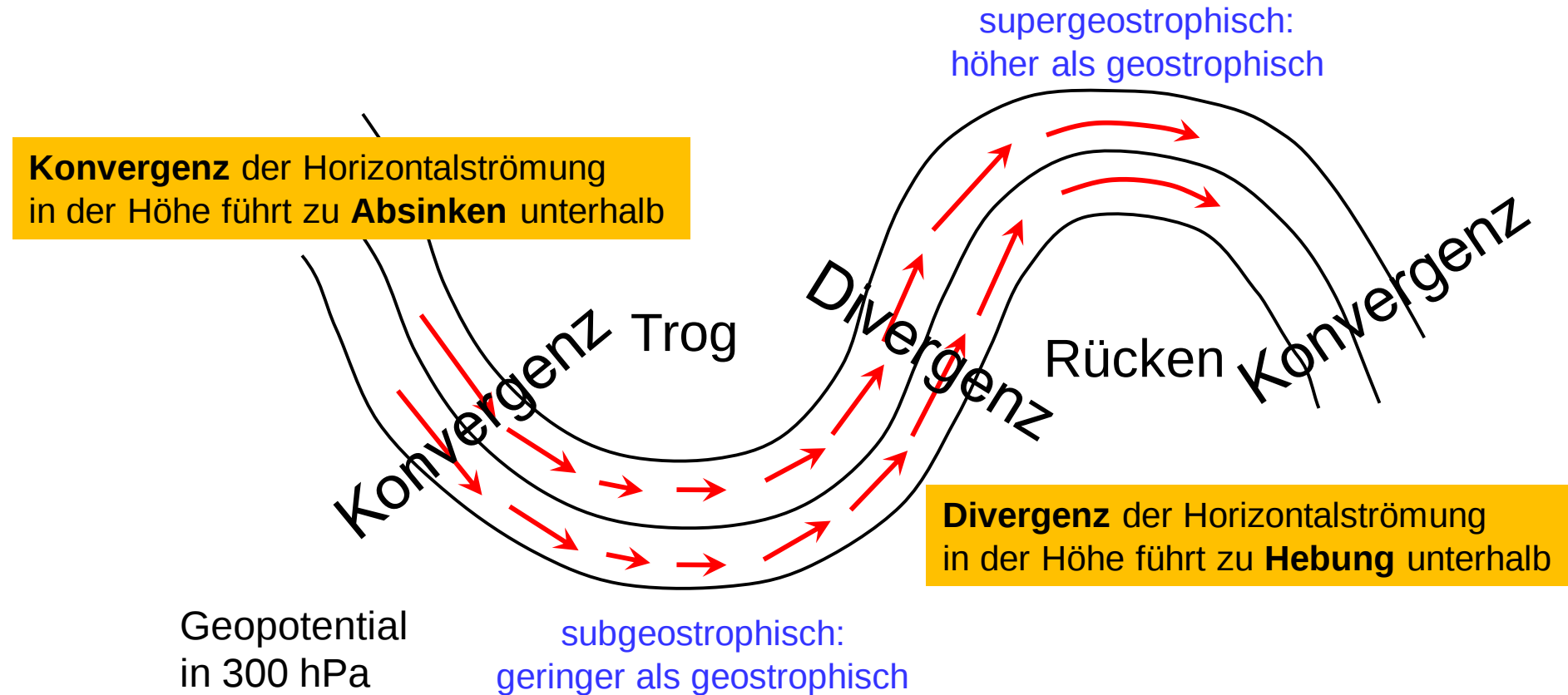
$$F_C = F_D + F_Z$$



- da $F_C \sim v$, muss bei gleichem Druckgradient v_{Tief} **geringer** sein als v_{Hoch}
- **zyklonal**: subgeostrophische; **antizyklonal**: supergeostrophische Geschw

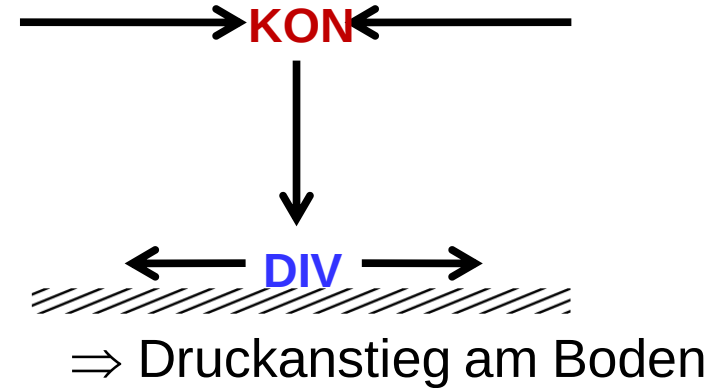
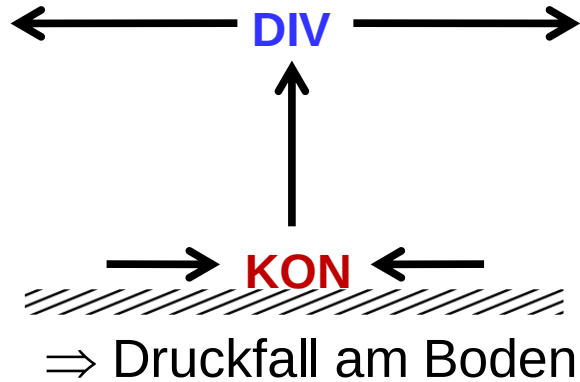
7.5.4 Gradientwind

- Divergenz im Bereich von Rücken / Tröge
 - Annahme: konstanter Druckgradient (Breitenabhängigkeit der Corioliskraft sei vernachlässigbar)



7.5.4 Gradientwind

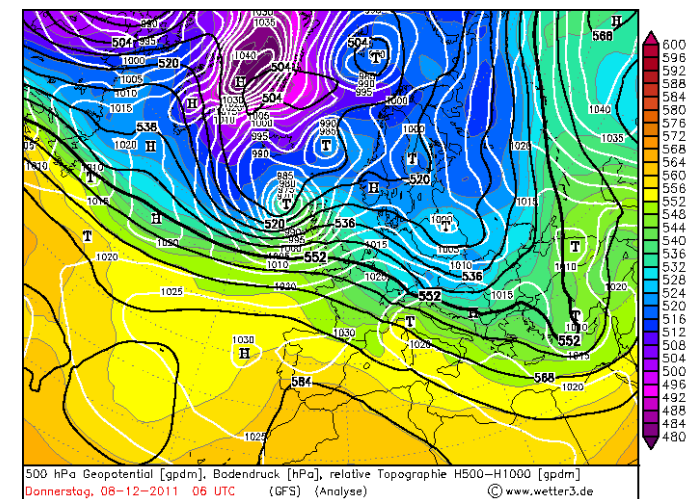
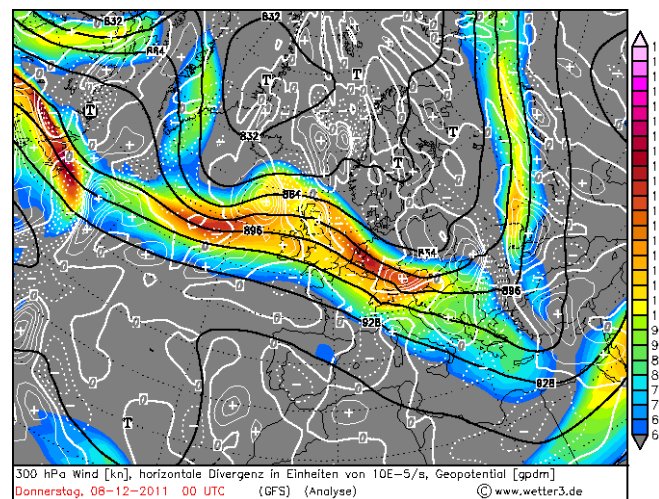
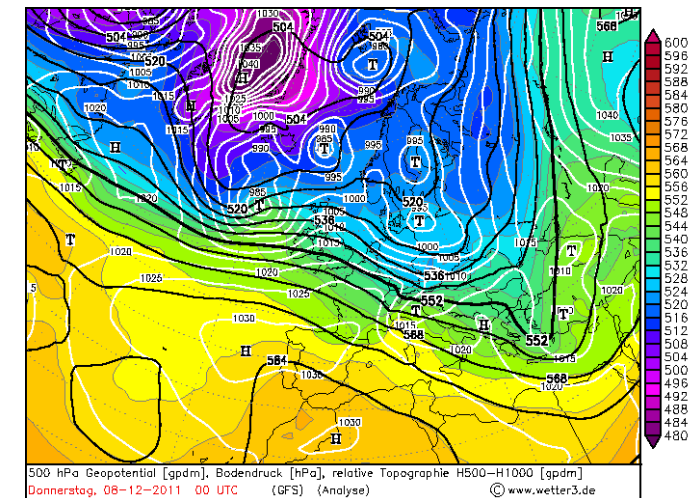
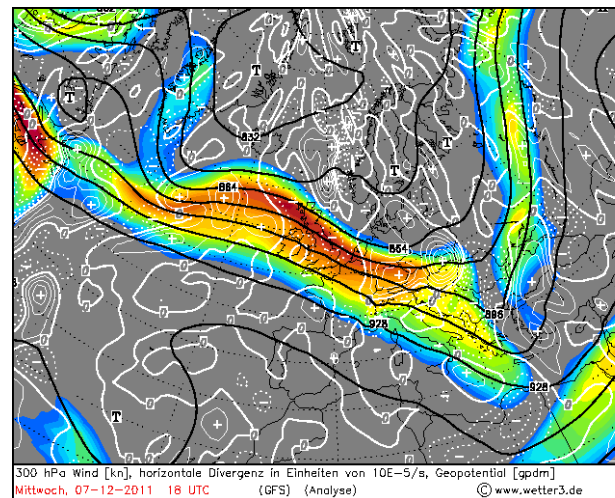
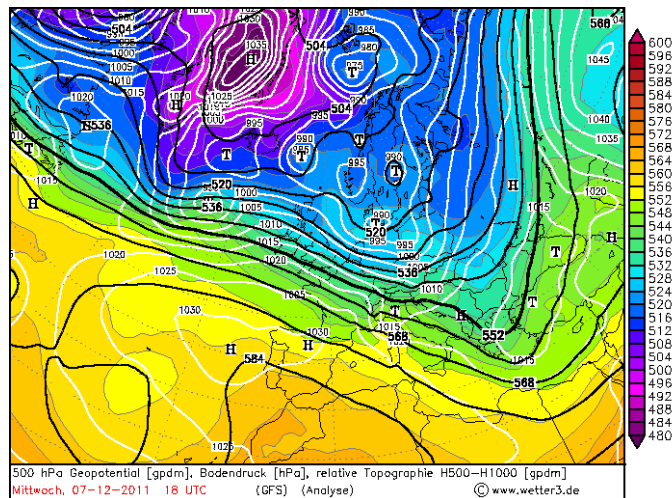
- Wenn Divergenz/Konvergenz in der Höhe stärker sind als bodennah:



- Divergenz / Konvergenz in Höhenströmung ausschlaggebend für
- Vorzeichen + Stärke Vertikalbewegungen
 - Entwicklung Bodendruckfeld

7.5.4 Gradientwind

■ Beispiel Sturmtief Friedhelm (07.12.2011)



7.5.4 Gradientwind

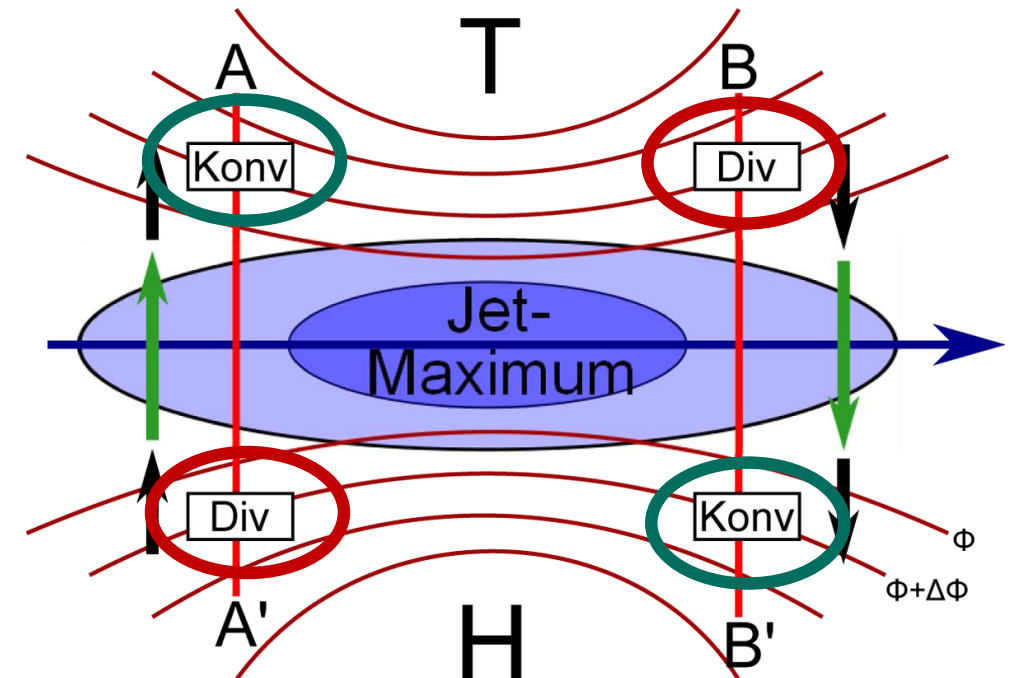
nicht prüfungsrelevant!

4-Quadrantenmodell

- Starke positive / negative Beschleunigung im Bereich des Jetstreams
- Annahme: Bewegung auf Druckflächen (Erinnerung: geostrophischer Wind ist beschleunigungsfrei, daher keine Komponente in Gleichung oben)
 - ⇒ Abweichung von geostrophischer Balance
 - ⇒ **ageostrophischer Wind** v_a
 - Beschleunigung: $fv_a > 0$
 - Abbremsen: $fv_a < 0$
 - ⇒ Konvergenz in A und B'
 - ⇒ **Divergenz** in B und A'

$$\frac{du}{dt} = fv_a$$

→ → → →
Beschleunigung Abbremsen



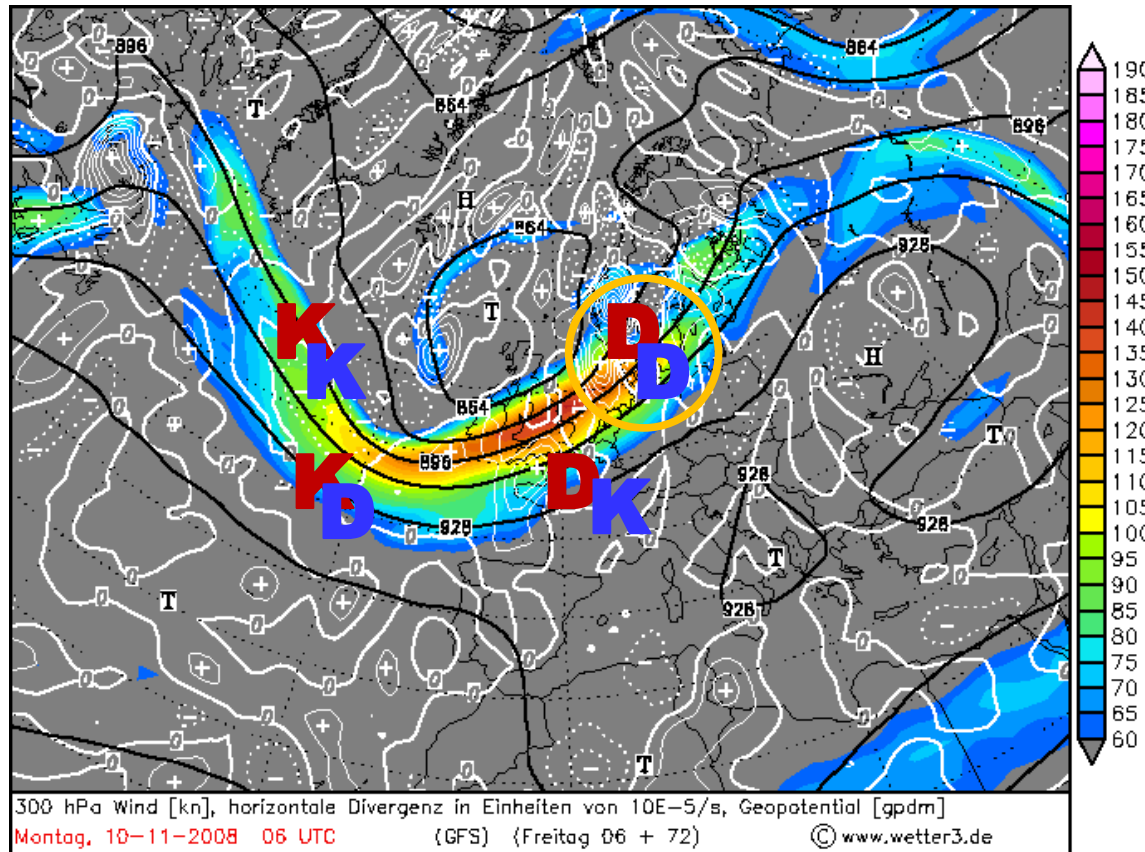
7.5.4 Gradientwind

nicht prüfungsrelevant!

■ Reale Strömungen in der Atmosphäre

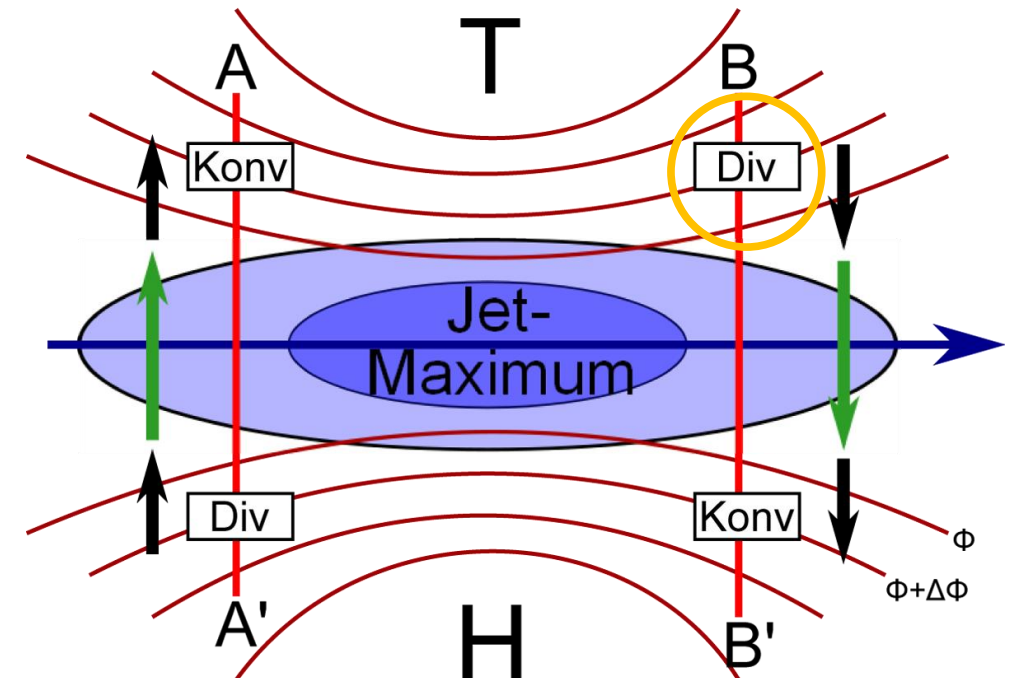
- Geschwindigkeitsdivergenz bei gekrümmten Strömungen
- Richtungsdivergenz im Bereich Starkwindband

} Überlagerung



Divergenz durch Krümmung (Gradientwind)

Divergenz durch Beschleunigung im Jet

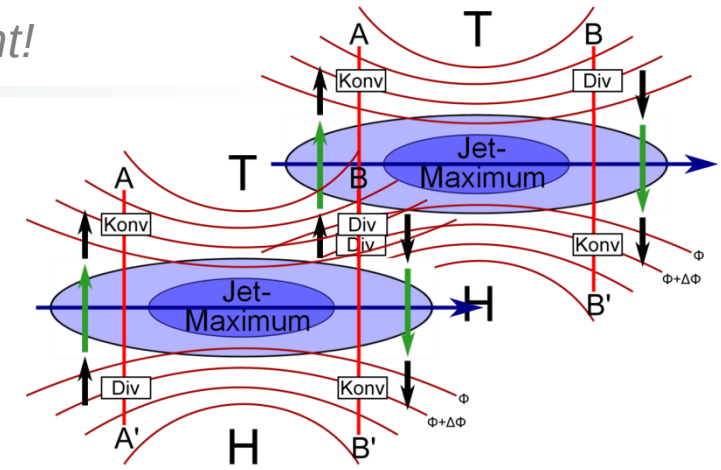
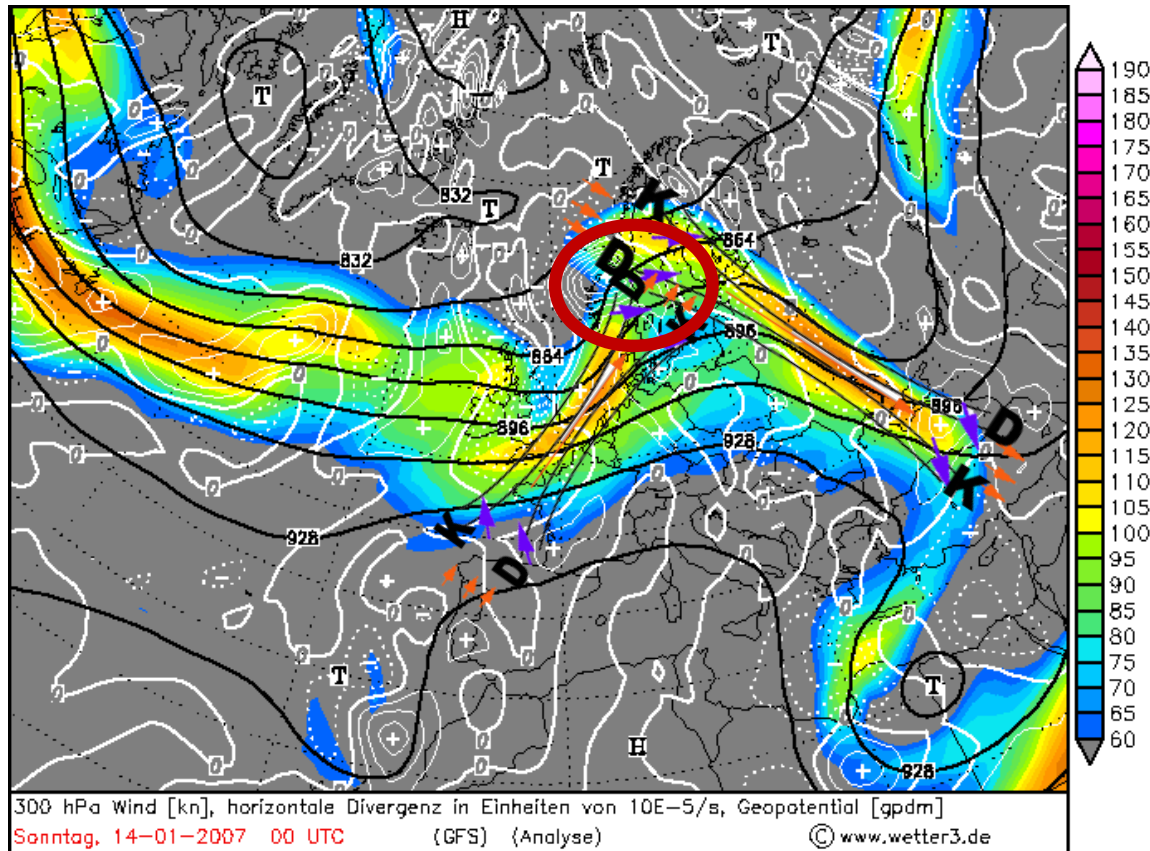


7.5.4 Gradientwind

nicht prüfungsrelevant!

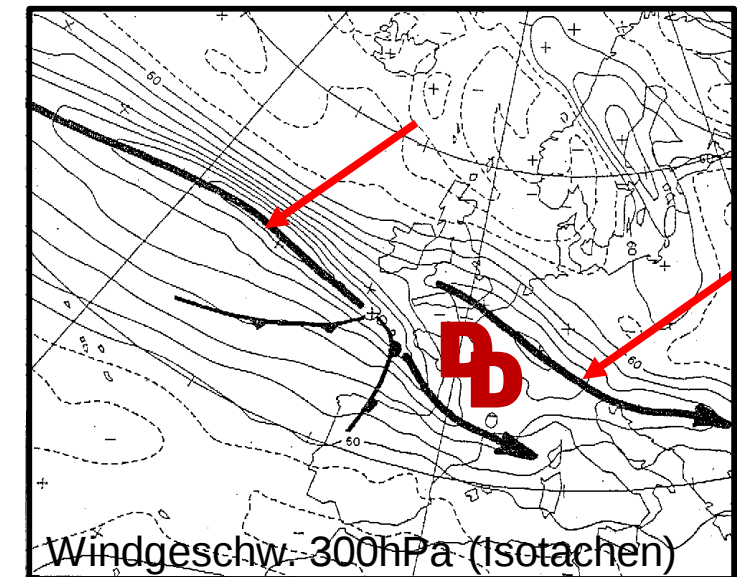
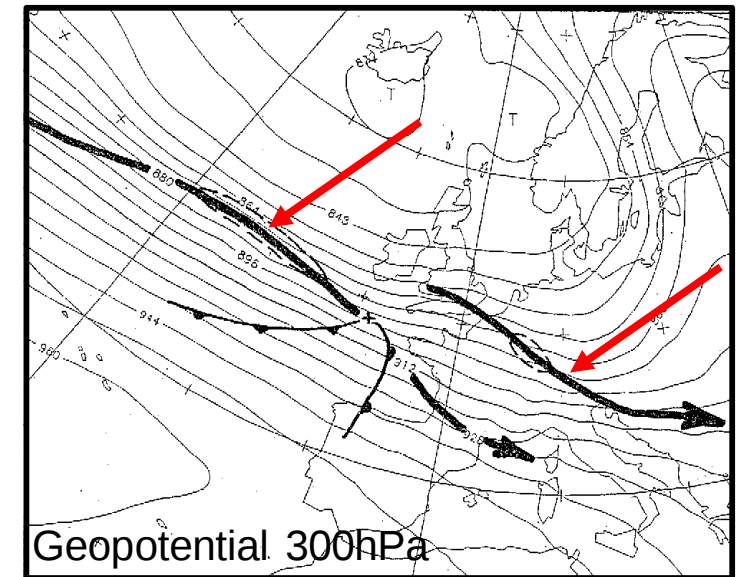
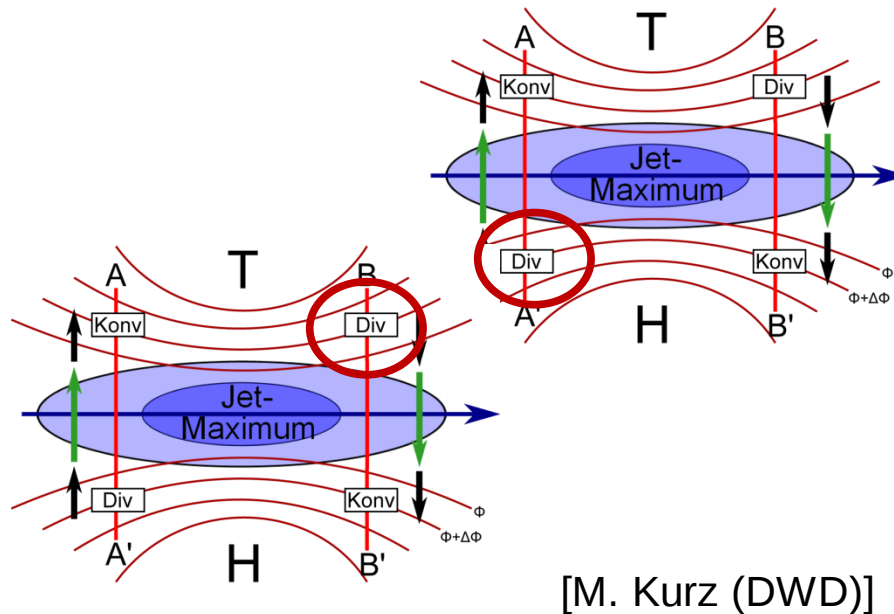
Multiple Jetsreaks

- Überlagerung der Divergenzbereiche von zwei Jetstreams

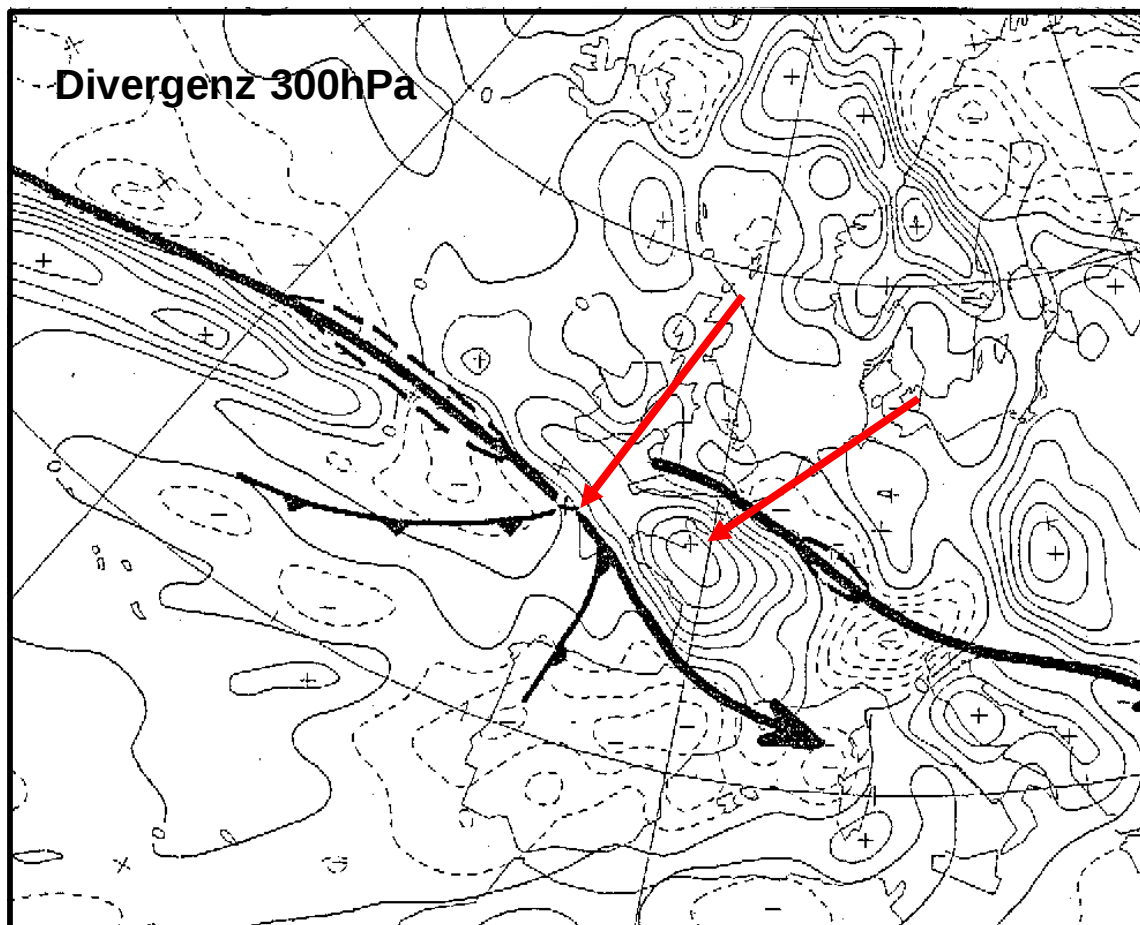


■ 26. Dezember, 00:00 UTC

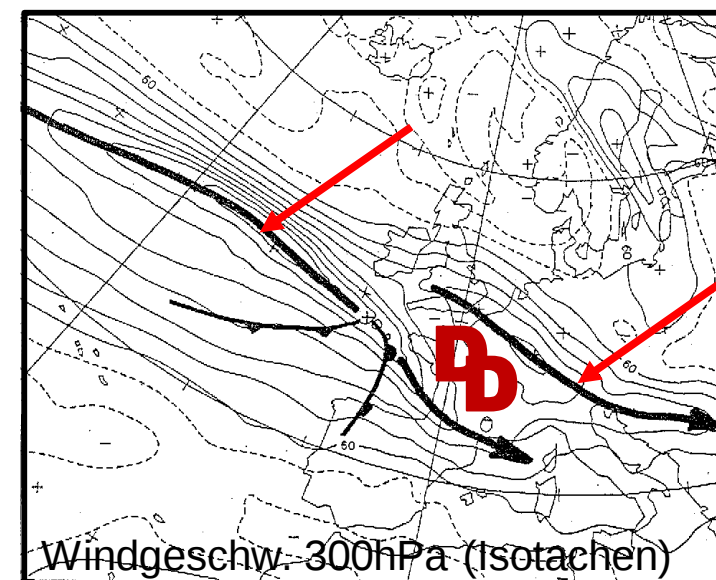
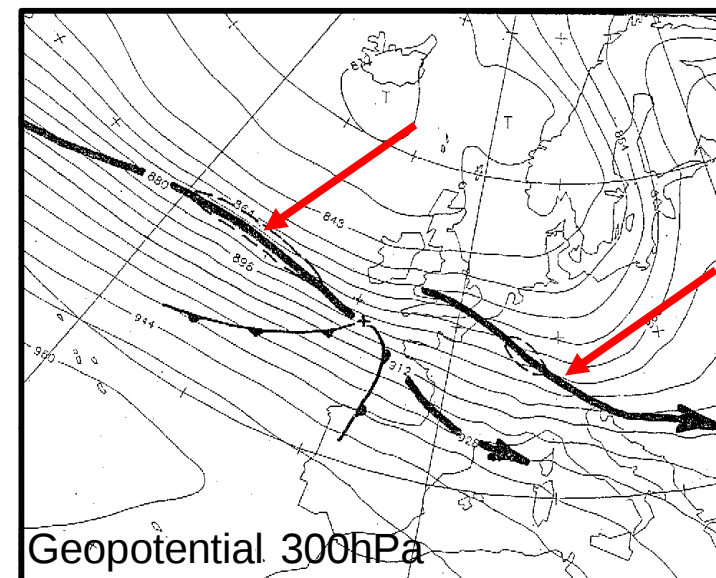
- Jetachse teilt sich
 - Bodentief gerät in Bereich des multiplen Jets der Höhenströmung
- ⇒ Überlagerung Divergenzbereiche beider Jets
- ⇒ explosive Entwicklung des Bodentiefs



■ 26. Dezember, 00:00 UTC

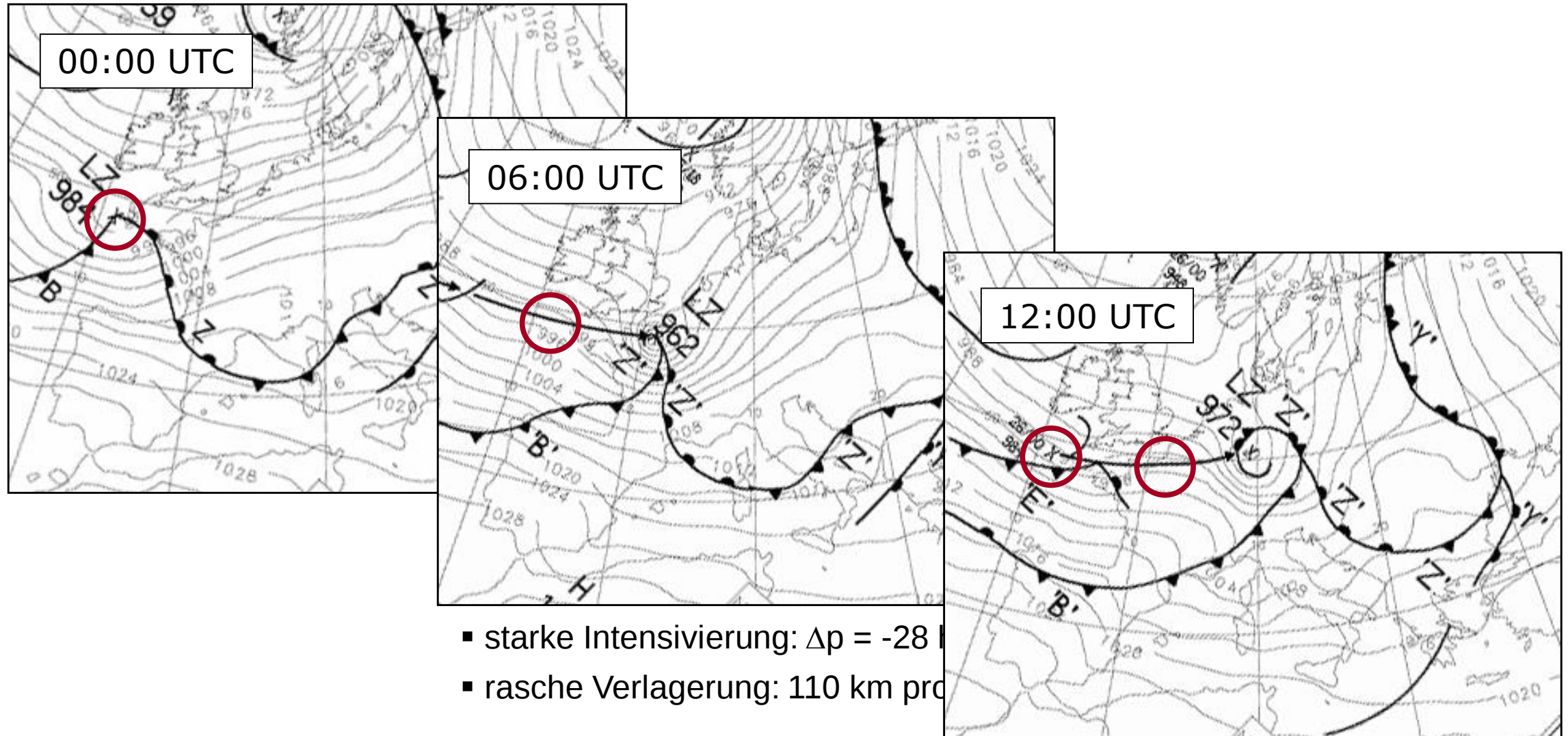


[M. Kurz (DWD)]



Orkantief Lothar 26.12.1999

nicht prüfungsrelevant!



$\Delta p = +10$ hPa: Tief füllt sich bereits auf

Orkantief Lothar 26.12.1999

nicht prüfungsrelevant!

- 110 Tote
- 10 Mrd € Schäden
- 2.4 Mio Einzelschäden
- KA: 151 km/h
Orly (Fr): 173 km/h
Feldberg: 212 km/h
Wendelstein: 259 km/h
- verhältnismäßig geringe räumliche Ausdehnung



Zugbahn des Tiefdruckzentrums

Orkantief Lothar 26.12.1999

nicht prüfungsrelevant!

Gemessene Spitzen - Windgeschwindigkeiten in km/h
Orkantief "Lothar" am 26.12.1999



Gleichgewicht Druckgradientkraft + Corioliskraft + Zentrifugalkraft

zyklonal $F_C + F_Z = F_D$

$$fV + \frac{V^2}{R} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

$$V = -\frac{Rf}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{Rf}{2}\right)^2 - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$$

antizyklonal $F_C - F_Z = F_D$

$$fV - \frac{V^2}{R} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

$$V = -\frac{Rf}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{Rf}{2}\right)^2 + \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$$

- Da $\frac{\partial p}{\partial n} < 0$ folgt für **antizyklonalen** Strömungen
→ damit bleibt Lösung reell

$$\left| \frac{\partial p}{\partial n} \right| \leq \left| \frac{\rho R f^2}{4} \right|$$

- In Hochdruckgebieten kann der **Druckgradient nicht beliebig groß** werden
 - Daher: nur im Tief kann der Wind sehr hohe Geschwindigkeiten bis Orkanstärke erreichen

7.6 Skalenanalyse kleinräumiger Wettersysteme

Skalenanalyse lokal-skalige Wettersysteme und Phänomene; Bsp. Tornados



7.6 Skalenanalyse kleinräumiger Wettersysteme

Energiegewitterereignisse ist Luftfeuchtigkeit: nimmt mit Klimawandel zu!
aber z.B. Abnahme Anzahl Blitze (entgegen Trend)

Größenordnungen der einzelnen Variablen in SI-Einheiten

■ Beispiel: Tornados

Met. Größe	Bezeichnung	Größenordnung
Horizontalgeschwindigkeit	U, V	100 m s^{-1}
Vertikalgeschwindigkeit	W	10 m s^{-1}
Länge	L	10^3 m
Zeit	$T = L/U$	10 s
Höhe	H	$1 \text{ km} = 10^3 \text{ m}$
Luftdruckänderung	ΔP	$10 \text{ hPa} = 10^3 \text{ Pa}$
Bodendruck	P_0	10^5 Pa
Luftdichte	ρ	1 kg m^{-3}
Coriolisparameter	$f = 2 \Omega \sin \varphi$	10^{-4} s^{-1}
Reibungskraft pro ME	a_{Rx}, a_{Ry}, a_{Rz}	0 m s^{-2}

7.6 Skalenanalyse kleinräumiger Wettersysteme

■ Bewegungsgleichung Horizontalkomponente U/V

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi - 2\Omega w \cos \varphi$$

$\frac{U}{T}, \frac{V}{T}$	$\frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{L}$	fU, fV	fW
$\frac{10^2}{10^1} = 10$	$\frac{10^3}{10^2} = 10$	10^{-2}	10^{-3} m s^{-2}

↳ trotz erhöhter Vertikalbesch.

Bez.	Größenord.
U, V	100 m s ⁻¹
W	10 m s ⁻¹
L	10 ³ m
T = L/U	10 s
H	10 ³ m
ΔP	10 ³ Pa
P ₀	10 ⁴ Pa
ρ	1 kg m ⁻³
2 Ω sin φ	10 ⁻⁴ s ⁻¹
a _{Rx} , a _{Ry} , a _{Rz}	0 m s ⁻²

■ Gleichgewicht Druckgradientkraft und Zentrifugalkraft (~ 1/Radius): **zyklostrophisches Gleichgewicht**

Rotation + Druckminimum im Zentrum (Druckgrad)

– Beschleunigung
in nat. Koordinaten:

$$\frac{d\vec{v}_h}{dt} = -\frac{V^2}{R} \vec{n}$$

$$\frac{V^2}{R} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

F_{Druck} = F_z
↳ Rotation

R = Radius

$\vec{n}$ = Normalenvektor in Richtung Rotationszentrum

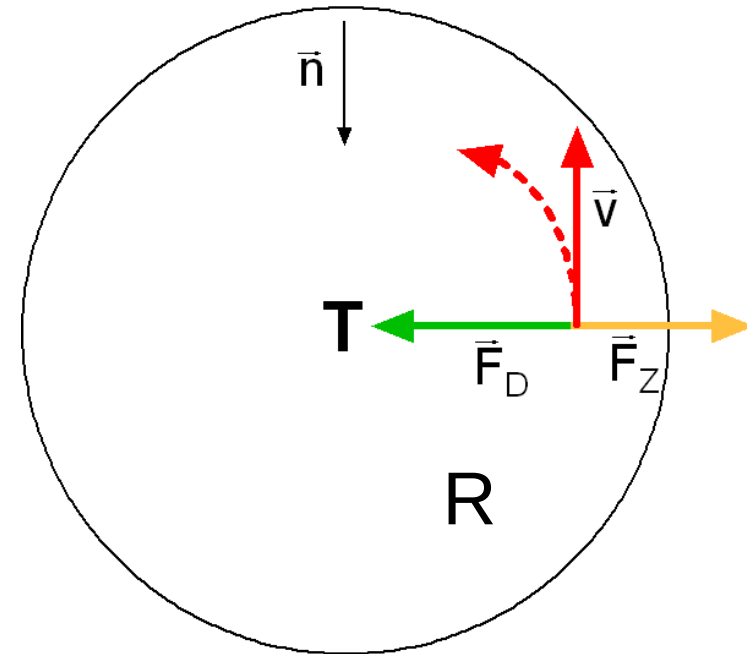
7.6.1 Zyklotrophischer Wind

■ Kleinräumige Strömungen: zyklotrophischer Wind

- Gleichgewicht zwischen
 - Druckgradientkraft $\vec{F}_D$
 - Zentrifugalkraft $\vec{F}_Z$
- z.B. bei Tornados (oder Badewanne ☺)
- Druckabnahme bei Rotation $\Delta p = 1/2 \rho V^2$
z.B. $V = 100 \text{ m s}^{-1}$: $\Delta p = 50 \text{ hPa}$! *sehr viel*



$$\frac{V^2}{R} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$



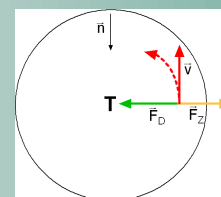
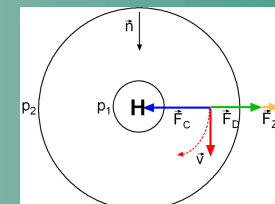
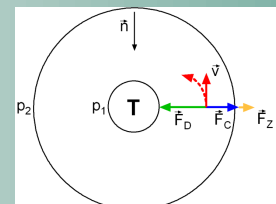
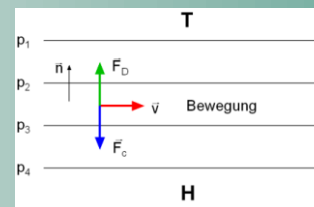
Zusammenfassung: Balancen aus Skalenanalyse

Skalenanalyse: Bestimmung der relevanten Terme in Abhängigkeit von ihrer Größenordnung (hier: Bewegungsgleichung)

- **hydrostatische Approximation**: abhängig vom Verhältnis D/L

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

Beschleunigung/ Balance	Coriolis	Druck- gradient	Zentri- fugal	Besonderheiten
geostrophisch	X	X	-	- beschleunigungsfrei - geradlinige Isobaren $v \sim$ Druckgradient
Gradient-wind	X	X	X	- gekrümmte Isobaren - Unterschied in v zyklonal / antizyklonal
zyklostrophisch	-	X	X	kleinräumig



Wir fassen zusammen...

- **Thermischer Wind:** Änderung geostrophischer Wind mit der Höhe; Änderung Windrichtung/–geschwindigkeit je nach Lage der Isothermen relativ zu den Isobaren; Kaltluft im Tief: Zunahme Windgeschwindigkeit mit der Höhe; Warmluftadvektion = **Rechtsdrehung**, Kaltluftadvektion = **linksdrehend**
- **Starkwindband / Jetstream:** Lage im Bereich eines hohen horizontalen Temperaturgradienten (z.B. Frontalzone)
- **Gradientwind:** Gleichgewicht Druckgradientkraft F_D + Corioliskraft F_C + Zentrifugalkraft F_Z ; Begrenzung Druckgradient im Hoch (nicht Tief)
- Bei gleichem Druckgradienten: höhere Geschwindigkeit im Hoch (**supergeostrophisch**) gegenüber Tief (**subgeostrophisch**)
- Folge für Höhenströmung (z.B. 300 hPa): **Divergenz** stromab von Trögen → Hebung und Druckfall (wenn Konvergenz am Boden geringer); **Konvergenz** stromauf → Absinken, Druckanstieg
- Zyklongenese (Druckfall) unterhalb divergenter Höhenströmung
- Kleinräumige Bewegungen (z.B. Tornados): Gleichgewicht zwischen Druckgradient- und (horizontaler) Zentrifugalbeschleunigung → **zyklostrophisches Gleichgewicht**