

Divergenzen / Konvergenzen

Allgemein wird mit Divergenz/Konvergenz einer Strömung die zeitliche Änderung des Inhaltes eines bestimmten Volumens bezeichnet.

Divergenz: Auseinanderfließen, Massenverlust;

Konvergenz: Zusammenfließen, Akkumulation, Massengewinn.

In der Meteorologie werden Divergenz und Konvergenz überwiegend auf den Windvektor angewendet und beziehen sich somit direkt auf die Luftströmung. Mit den Vektorkomponenten Geschwindigkeit und Richtung wird in der Praxis oft zwischen Geschwindigkeits- und Richtungs-Divergenz/Konvergenz unterschieden (s. unten).

Die Geschwindigkeitsdivergenz ist eine 3-dimensionale Größe, welche die zeitliche Expansion eines Luftvolumens als Summe der lokalen Geschwindigkeitsänderungen in den drei kartesischen Raumrichtungen beschreibt:

$$\mathbf{div} \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

u , v und w sind die Komponenten des Geschwindigkeitsvektors \mathbf{V} . Die Geschwindigkeits-**konvergenz** wird als **negative Divergenz** definiert.

In der Atmosphäre ist der Betrag von $\mathbf{div} \mathbf{V}$ sehr klein und wird in der meteorologischen Praxis ≈ 0 gesetzt. Das gilt jedoch nicht für den horizontalen Anteil

$$\mathbf{div}_h \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

Aus

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \approx 0$$

folgt daher

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial w}{\partial z}$$

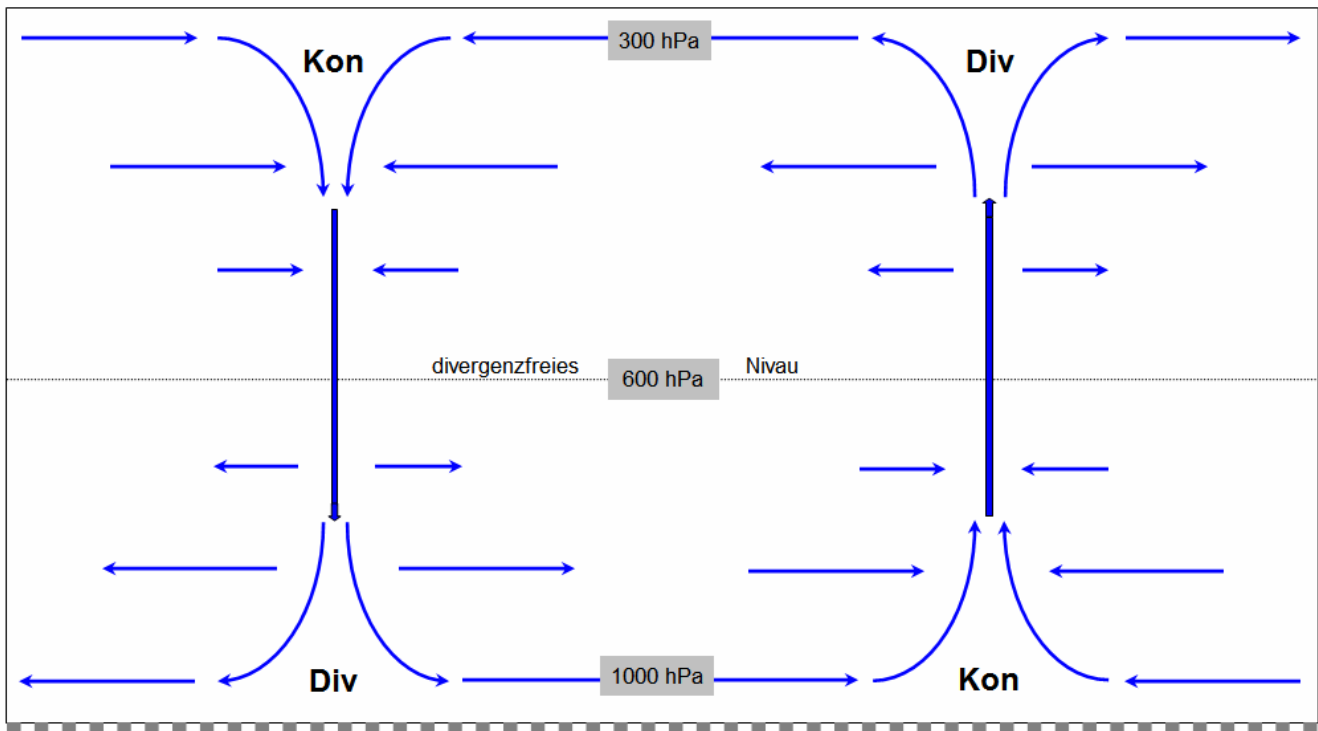
Die letzte Gleichung beschreibt eine fundamentale Beziehung in atmosphärischen Strömungsfeldern:

- **Horizontale Divergenz** (z.B. Ausströmen aus Hochdruckgebieten) ist mit vertikaler Konvergenz, d.h. vertikalem Schrumpfen = Absinken verbunden;
- **Horizontale Konvergenz** (z.B. Einströmen in ein Tiefdruckgebiet) erzeugt vertikale Divergenz", d.h. vertikales Strecken = Aufsteigen.

In der nachfolgenden Abbildung wird der Zusammenhang zwischen benachbarten horizontalen Divergenz-Feldern und Vertikalbewegungen schematisiert. Weil am Boden und an der Tropopause die Vertikalgeschwindigkeit gegen 0 geht, ist einem Divergenzgebiet am Boden ein Konvergenzgebiet in der Höhe zugeordnet und umgekehrt.

Die Abbildung legt nahe, in bestimmten Höhen ein Minimum an horizontaler Divergenz zu vermuten. Tatsächlich werden in Höhen um 600 hPa die geringsten Werte an horizontaler Divergenz beobachtet, weshalb dieser Bereich auch als divergenzfreies Niveau bezeichnet wird.

Schema der horizontalen Vergenzen und Vertikalbewegungen in der Troposphäre



Die Einheit von $\text{div}_h \mathbf{V}$ ist $[\text{sec}^{-1}]$. Beträge der horizontalen Divergenz in großräumigen Bewegungen oberhalb der Planetarischen Grenzschicht variieren zwischen 0 und $4 \times 10^{-5} [\text{sec}^{-1}]$ (entsprechend 0 bis $-4 \times 10^{-5} [\text{sec}^{-1}]$ für horizontale Konvergenz).

Lokal können diese Werte jedoch erheblich überschritten werden. Das wird beobachtet bei

- **Frontalzonen**
- **Fronten**
- **Konvergenzlinien**
- **ITCZ**
- **Land-Seewind-Zirkulationen**
- **Küstenkonvergenzen**

Mit Ausnahme von Frontalzonen handelt es sich durchweg um Bereiche mit starken **horizontalen Konvergenzen** und entsprechend hohen Werten von $\partial w / \partial z$. Sie nehmen daher – neben den Frontalzonen – in der Wettervorhersage einen herausgehobenen Platz ein.

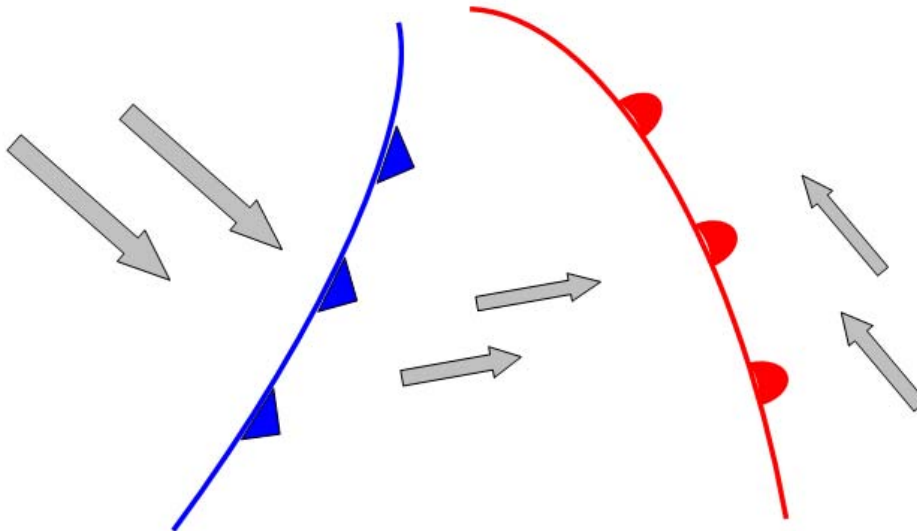
Frontalzonen

In den Frontalzonen der gemäßigten Breiten entstehen in den Trog-Rückensystemen der Rossby-Wellen markante diffluente und konfluente Strömungsmuster, in denen hohe Beträge an horizontaler Divergenz und Konvergenz auftreten. Sie erzeugen – neben weiteren strömungsbedingten Hebungsantrieben – Vertikalbewegungen: Aufsteigen an der Trogvorderseite, Absinken an der Trogrückseite. Dadurch werden Druckänderungen am Boden ausgelöst, welche die Entwicklung von Tief- und Hochdruckgebieten steuern.

Fronten

Fronten sind grundsätzlich Zonen erhöhter horizontaler Konvergenzen in der unteren und mittleren Troposphäre. Sie erzeugen bzw. verstärken großräumige Hebungsprozesse mit den damit verbundenen Wettererscheinungen (Wolkenbildung, Niederschlag, Böen u.a.). Die nachfolgende Abbildung zeigt die unterschiedlichen Kombinationen der Komponenten von Richtungs- und Geschwindigkeitsvergenzen. Nicht selten ist der Südostwind vor der

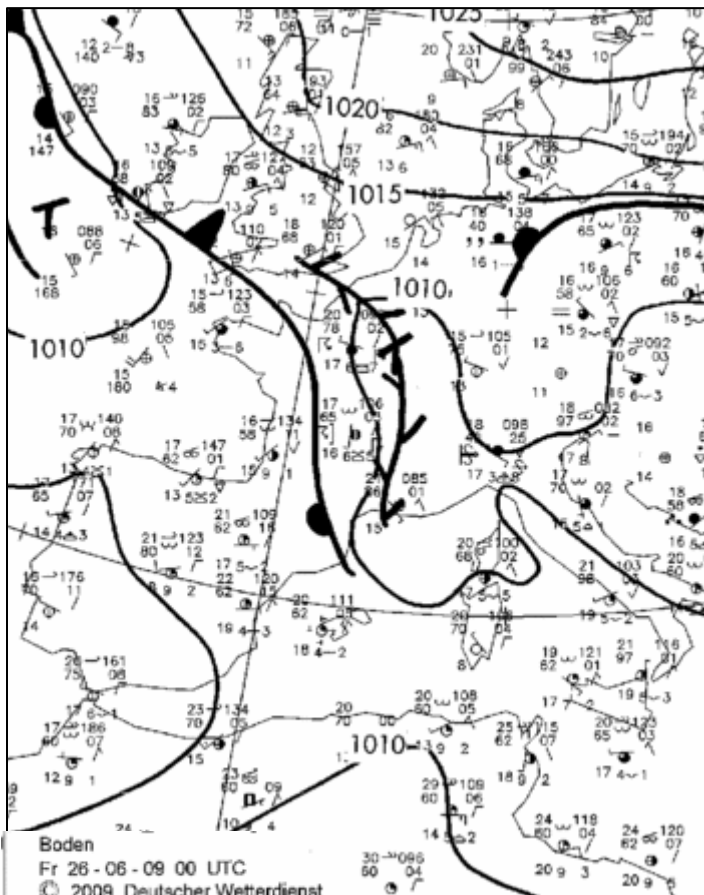
Richtungs- und Geschwindigkeits-Vergenzen an Kalt- und Warmfronten



	Wind- richtung	Windge- schwindigkeit	Richtungs- Vergenz	Geschw.- Vergenz
KF	rückdrehend	abnehmend	Kon	Kon
WF	rückdrehend	gleichbleibend	Kon	--

Warmfront stärker als der Südwestwind im Warmsektor. In solchen Fällen kann die Richtungskonvergenz durch Geschwindigkeitsdivergenz kompensiert werden.

Konvergenzlinien



Konvergenzlinien sind Bereiche mit überwiegender Richtungskonvergenz in der Strömung, die sich durch Deformationen im Druckfeld (schwache Tiefdruckrinne, s. Abbildung) bilden.

Typische Konvergenzlinien entstehen in Mitteleuropa z.B. bei starker Warmluftadvektion aus Südwesten in deutlichem Abstand vor der nachfolgenden Kaltfront und sind meistens mit starken Gewittern verbunden.

Auch die Trogachse eines markanten Höhentroges wird bei entsprechend intensiven Wettererscheinungen als Konvergenzlinie analysiert, wenn die trogbedingte Winddrehung von Südwest auf Nordwest auf engem Raum erfolgt (hohe Werte der Richtungskonvergenz).

ITCZ

Die beständigste und großräumigste troposphärische Konvergenz wird durch die in den Tropen konvergierenden Passatwinde gebildet. Sowohl die Richtungs- als auch die Geschwindigkeitsvergenzen sind negativ. Im globalen Mittel treten hier Werte von über $-5 \times 10^{-5} \text{ [sec}^{-1}\text{]}$ auf.

Land-Seewind-Zirkulationen

Insbesondere die landeinwärts setzenden Seewinde erzeugen eine Zone mit Geschwindigkeits- und – infolge der plötzlich zunehmenden Reibung - Richtungskonvergenz, die zu verstärkter Cu-Bildung führt, gelegentlich mit Regenschauern. Diese auch als **Seewindfront** bezeichnete Cu-Wolken-Linie ist in sommerlichen Satellitenbildern ein deutlicher Hinweis auf lokale Land-Seewind-Zirkulationen.

Küstenkonvergenz

Küsten sind markante Diskontinuitätslinien der Oberflächenreibung. Sie nimmt von See zum Land hin sprunghaft zu. Diese plötzliche Änderung der Reibungskraft erzeugt zusätzliche ageostrophische Windkomponenten, die sowohl Richtungs- als auch Geschwindigkeitsänderungen bewirken. Die konkrete Ausbildung der Vergenzform hängt neben dem Küstenverlauf von der Windrichtung (auflandig/ablandig) und vom Druckfeld (tieferer Druck über Land oder Wasser) ab. Dabei erfolgt die Anpassung der Windgeschwindigkeit an geänderte Bodenrauigkeiten erheblich schneller als die Anpassung der Windrichtung. Die nachfolgende Abbildung zeigt die verschiedenen Ausbildungen von konvergenten und divergenten Strömungsformen an Küsten:

Typische Fälle konvergenter und divergenter Strömungsmuster an Küsten

