

Über die Entstehung des «jet-stream» und seiner Turbulenz

Von Prof. Dr. Paul Raethjen, Hamburg

Vortrag am 6. Kongreß der OSTIV, St-Yan (Frankreich), Juli 1956

Begriffsbestimmung: Der sogenannte «jet-stream» ist eine heute viel beachtete atmosphärische Erscheinung: ein schneller Strom von 40 bis 100 m/s Geschwindigkeit in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre. Abbildung 1 stellt (schematisch) den Vertikalschnitt durch einen «jet-stream» dar. Gestrichelt sind in diesem Vertikalschnitt die «Isotachen» (Linien gleicher Windgeschwindigkeit), dünn ausgezogen die «Isentropen» (Linien gleicher «potentieller Temperatur»), fett mit Nullkreisen gekennzeichnet die «Tropopause», d. h. die Grenze zwischen der Troposphäre und Stratosphäre. Auf Grund zahlreicher Untersuchungen von C. G. Rossby, E. Palmén, H. Riehl u. a. wissen wir, daß die großzügige Situation der Isotachen und Isentropen, welche in Abbildung 1 dargestellt ist, typisch für alle «jet-stream»-Fälle ist. In Einzelheiten kommen noch mancherlei Abwandlungen vor. Der Strahlstrom fließt in diesem typischen Feld (Abb. 1) ungefähr senkrecht zur Bildebene, und zwar auf der Nordhalbkugel in Blickrichtung des Betrachters, auf der Südhalbkugel gegen diese Blickrichtung.

«Clear air turbulence.» Obwohl derartige «Strahlströmungen» den oberen Schichten (zwischen etwa 4 und 15 km Höhe) angehören, meldeten mehrere Flieger, die in einen solchen «jet-stream» hineinfliegen, daß sie dort besonders schwere Turbulenz angetroffen hätten. Dieser Befund war neu und erstaunlich, weil es sich dabei nicht um Wolken-turbulenz, sondern um «clear air»-Turbulenz handelt. Man hatte nämlich (bis zu diesen Beobachtungen) angenommen, daß starke Turbulenzen in der «freien», nicht unmittelbar von der Bodenreibung betroffenen Atmosphäre nur durch die Kondensationsvorgänge der Wolken verursacht sein

könnten. Nunmehr zeigte sich aber im «jet-stream» schwere Turbulenz, die nicht direkt mit Wolken zusammenhängt und dennoch die stärkste Wolkenturbulenz an Energie übertraf.

Lokalisierung. J. K. Bannon (1) hat 56 Fälle, in welchen diese «severe clear air turbulence» von britischen Fliegern angetroffen wurde, verarbeitet, um diese Erscheinung relativ zum «jet-stream» zu lokalisieren. Er fand, daß sie nur auf der linken Seite des «jet-stream» beobachtet ist, nicht aber auf seiner rechten, wobei «links» und «rechts» (wie bei Flüssen) von dem in Richtung des Strahlstroms schauenden Beobachter aus definiert sind. In Abbildung 1 ist dieses (nach Bannon lokalisierte) Gebiet kreuzschraffiert eingetragen.

Stromfeld-Scherung. Offenbar hängt diese Turbulenz zusammen mit der zyklonalen Scherung des Stromfeldes, die in der nördlichen Hemisphäre auf der linken Seite des «jet-stream» vorhanden ist (in der südlichen Hemisphäre auf der rechten Seite). Die andere (in Abb. 1 rechte) Seite des Strahlstroms hat antizyklonale Scherung. Man erkennt diesen Scherungsunterschied in Abbildung 2, wenn man sich Rollen mit senkrechter Achse zwischen die nebeneinander verschieden schnell strömenden Massen gelegt denkt. Diese Rollen (in Abb. 2 als Kreise gezeichnet) drehen sich dann zyklonal auf der linken und antizyklonal auf der rechten Seite des «jet-stream».

Entstehung. Dieser von Bannon festgestellte Beobachtungsbefund, daß die schwere Turbulenz im zyklonalen Scherungsgebiet auftritt, bedarf einer dynamischen Erklärung, und zwar einer Erklärung aus dem Entstehungsmechanismus des «jet-stream». Sowohl die starke Strömungsgeschwindigkeit des Strahlstromes als auch die ihm überlagerten Turbulenzbewegungen würden allmählich zur Ruhe kommen, wenn beide nicht dauernd regeneriert würden. Beide typischen Strömungserscheinungen, sowohl die Konzentration hoher Strömungsgeschwindigkeiten im Strahlstrom als auch die schwere Turbulenz in dessen zyklonalem Scherungsfeld, können nur durch einen Entstehungsmechanismus erklärt werden, der dem «jet-stream» immer von neuem schnelle Strömungsimpulse zuführt.

«Planetarisches» Modell. Da der «jet-stream» eine typische Erscheinung der «allgemeinen Zirkulation» ist, empfiehlt es sich, seine Entstehung im Rahmen der «planetarischen Gesamtsituation zu betrachten. Dann bedeutet der Vertikalschnitt der Abbildung 1 einen Meridionalschnitt: der «jet-stream» fließt von Westen nach Osten zwischen einer troposphärisch-kalten «Polarluftmasse» (mit niedriger Tropopause) und einer troposphärisch-warmen «Subtropikluftmasse» (mit hoher Tropopause). Wir wissen, daß beide Luftmassen, am stärksten aber die subtropische, vom Erdboden her eine fortwährende Wärmezufuhr erfahren (infolge der Sonnenbestrahlung des Erdbodens). Diese Wärmezufuhr ist zwar sehr abhängig davon, ob die Luftmasse aus einem kälteren Gebiet des Erdbodens in ein wärmeres fließt oder umgekehrt, aber im hier betrachteten «planetarischen» Modell sehen wir von diesen Unterschieden ab, weil in diesem Modell beide Massen (langsam) westöstlich fließen und der Erdboden keine westöstlichen Temperaturunterschiede besitzt.

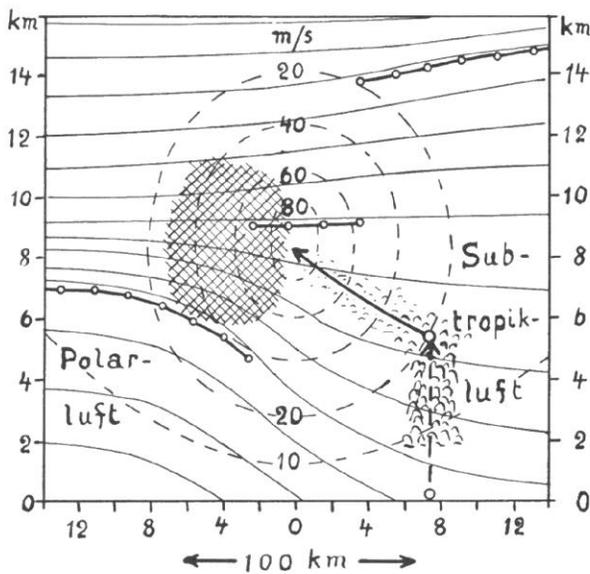


Abb. 1. Vertikalschnitt durch die Isotachen- und Isentropenflächen eines «jet-stream»
 Ordinate: Höhe in km. Abszisse: Horizontalabstand vom «jet-stream» Kern in 100-km-Einheit. Dünn gestrichelt: Linien gleicher Windgeschwindigkeit (m/s). Dünn ausgezogen: Linien gleicher potentieller Temperatur (Isentropen) von 10 zu 10 Grad. Fett mit Nullkreisen: Tropopause. Kreuzschraffiert: Vorkommen schwerer Turbulenz (nach Bannon). Pfeil: Aufstieg eines Konvektionsquantums (in Quellwolken). Fett ausgezogener Pfeil: «Dynamische» Konvektionsbewegung (in Aufgleitwolken)

Konvektion. Im «planetarischen» Entstehungsmodell tritt daher an der warmen (in Abb. 1 rechten) Seite des «jet-stream» kräftige «Konvektion» auf: Die am Boden erwärmte Luft steigt auf nach höheren Schichten. In Abbildung 1 ist diese Konvektion angedeutet durch einen fett gestrichelten vertikalen Pfeil. Oft fließt die vom Erdboden aufgestiegene Luft in einen Kumulus oder Kumulonimbus hinein und erhebt sich in diesen «Konvektionswolken» auf 4 bis 6 km Höhe (Abb. 1, Spitze des fett gestrichelten Pfeils). Erst in solch einem mittleren Niveau der Troposphäre findet die aufsteigende Wolkenluft (oft erst nach dem Ausfall der Regentröpfchen) ihr «statisches» Gleichgewicht (Schwerkraftgleichgewicht). Sie hat dann weder Auftrieb noch Abtrieb, sondern bleibt auf ihrer neuen Gleichgewichts-Isentropenfläche. Die vertikale Verlagerung der Konvektionsluft (auf dem fett gestrichelten Pfeil der Abb. 1) geht sehr schnell (in 10 bis 20 Minuten) vor sich.

Dynamische Gleichgewichtsstörung. Wenn es sich um eine ergiebige Konvektion handelt, können die aufsteigenden Luftmassen in der relativ kurzen Zeit ihrer Vertikalbewegung nicht selbst die kräftige West-Ost-Bewegung annehmen, welche sie oben in ihrer neuen Umgebung vorfinden. Da die Konvektionsmassen am Erdboden erwärmt werden, starten sie dort praktisch ohne horizontale West-Ost-Bewegung und können eine solche auch nicht durch ihren vertikalen Auftrieb gewinnen. Das heißt, am Ende ihrer senkrechten Konvektionsbewegung (in der Spitze des fett gestrichelten Pfeiles der Abb. 1) haben sie zwar ihr statisches Gleichgewicht (Schwerkraftgleichgewicht) mit den umgebenden Massen erreicht, nicht aber ihr dynamisches (geostrophisches) Gleichgewicht. Die Corioliskraft (Ablenkungskraft der Erdrotation) der aufgestiegenen Konvektionsluft ist jetzt gering gegenüber dem dort vorhandenen (polwärts gerichteten) horizontalen Druckgefälle. Daher setzt sich die aufgestiegene Konvektionsluft nunmehr polwärts in Bewegung.

Isentrope Gleitbewegung. Diese Bewegung ist in den Abbildungen 1 und 2 mit fett ausgezogenen Pfeilen dargestellt. Sie bleibt (zwecks Erhaltung des statischen Gleichgewichts) in derselben «Isentropenfläche» (Fläche gleicher potentieller Temperatur), wenn es sich um wolkenlose Konvektionsluft handelt, in der «Feuchtisentropenfläche» (Fläche gleicher feuchtpotentieller Temperatur), wenn die Konvektionsluft eine Wolke gebildet hat. Der fette Pfeil in Abbildung 1 ist daher mit einer nahezu «feuchtisentropen» Neigung gezeichnet.

Wegstrecke und Endgeschwindigkeit. Diese (fast horizontale) Bewegung der Konvektionsmasse ist nun (im Gegensatz zur vorhergegangenen Vertikalbewegung) sehr weiträumig und lange andauernd, wenn es sich um größere Massen handelt. Sie hält so lange an, bis die Konvektionsmasse ihr «dynamisches» (geostrophisches) Gleichgewicht mit der Umgebung gefunden hat. Die Laufzeit beträgt ungefähr 12 Stunden. Die zurückgelegte Wegstrecke (fett ausgezogener Pfeil in Abb. 2) ist vor allem davon abhängig, wie stark die antizyklonale Scherung des vom Konvektionsquantum durchquerten «jet-stream»-Feldes ist. Ist diese Scherung erheblich, so ergibt sich (in 12 Stunden) eine Meridionalverlagerung (polwärts) von etwa 500 bis 1000 km, wie in Abbildung 2 dargestellt. Dabei gewinnt die Konvektionsmasse eine sehr starke West-Ost-Bewegung von etwa 50 bis 100 m/s.

Theoretischer und synoptischer Beweis. Die Theorie derartiger «isentroper» Störungsbewegungen im antizyklonalen Feld ist vom Verfasser (1942) in einem Lehrbuch der dynamischen Meteorologie (2) niedergelegt worden. (Sie ist

allzu mathematisch, um hier näher ausgeführt zu werden.) Außerdem ist es dem Verfasser (1955) gelungen (3), aus den synoptischen Beobachtungen das Vorkommen solcher Gleitbewegungen in einem Spezialfall (am 15. Februar 1953 in Nordamerika) nachzuweisen. Hier war zu erkennen, daß die Konvektionsquanten auf ihrem feuchtisentrop aufgleitenden Weg Geschwindigkeiten von 90 Knoten (45 m/s) gewonnen und damit innerhalb von 12 Stunden einen kleinen «jet-stream» aufgebaut haben. Die Konvektionsbewegung war allerdings in diesem Spezialfalle nicht rein «planetarisch», sondern ausgelöst durch die westlichen Gebirge des nordamerikanischen Kontinents.

Erhaltung, Verstärkung und Entstehung. Der erfahrene Synoptiker weiß, daß alle Wettervorgänge der Atmosphäre (auch der «jet-stream») in mannigfacher Weise durch die Konfiguration der Erdoberfläche beeinflusst werden. Das «planetarische» Entstehungsmodell kann man daher in den Beobachtungen nur mit mancherlei Abwandlungen wiederfinden. Aber es zeigt doch, wie aus einer anscheinend harmlosen Konvektion enorme Windgeschwindigkeiten entstehen können. Der «jet-stream» erhält sich selbst durch die starken Bewegungsimpulse, die ihm aus der «dynamischen Konvektion» von seinem antizyklonalen Scherungsrand her zufließen. Offenbar kann so auch eine Verstärkung des «jet-stream» zustande kommen. Dieser kann sich in wiederholter Selbstverstärkung aus schwachen Anfängen durch lebhaftere, an seinem warmen Rande stattfindende Konvektion zu gewaltiger Größe und Geschwindigkeit entwickeln.

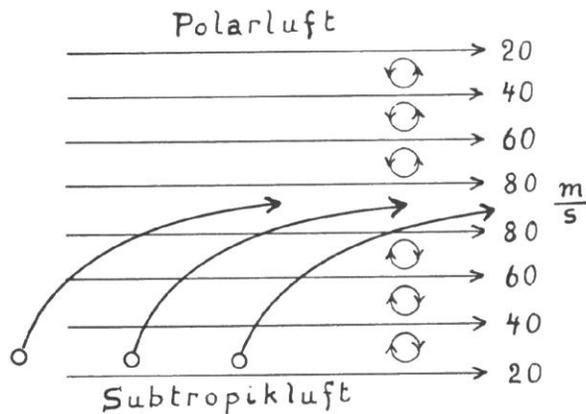


Abb. 2. Horizontalschnitt durch den «jet-stream» (geradlinig idealisiert). Ordinate meridional, Abszisse zonal. Dünne Zonalpfeile: Stromlinien des «jet-streams». Geschwindigkeiten (m/s) angeschrieben. Kreispeile bezeichnen den Scherungssinn. Fette, antizyklonal gekrummte Pfeile: «Dynamische» Konvektionsbewegungen im Grundriß.

Entstehung der «clear air turbulence». Es ist evident, daß die Konvektionsquanten, die vom antizyklonalen Rande in den «jet-stream» eintreten, dort einige Beunruhigung verursachen werden. Da es sich nicht um ein einziges, sondern um sehr viele Konvektionsquanten handelt, welche laufend von der antizyklonalen Seite her in den Strahlstrom eintreten, entsteht auf dieser (antizyklonalen) Seite ein beinahe kontinuierlicher Übergang der Windgeschwindigkeiten von der langsamen Bewegung der großen Subtropikluftmasse bis zur hohen Maximalgeschwindigkeit des «jet-stream». Dagegen gibt es am zyklonalen (linken) Rande des «jet-stream» nicht einen derartig kontinuierlich anhaltenden Massenübergang. Hier bilden sich immer von neuem scharfe (nicht stationäre) Strömungsgrenzen zwischen den schnell strömenden Massen, welche aus der dynamischen Konvektion stammen, und den langsameren, welche zur angrenzenden Polarluft gehören. Denn diejenigen Konvektionsquanten, welche auf ihrem «dy-

namischen» Wege (fett ausgezogene Pfeile in Abb. 2) sehr hohe Geschwindigkeit erlangen, stoßen erheblich in das zyklonale Schergebiet hinein und erzeugen dort schwere Turbulenz. (Scharfe Strömungsgrenzen verursachen im Flugzeug harte Stöße.)

Vorbehalt. Damit soll natürlich nicht gesagt sein, daß die antizyklonale (warme) Seite des «jet-stream» keine Turbulenz besitzt. Die vertikal aufquellenden Konvektionswolken (fett gestrichelter Pfeil der Abb. 1) sind regelmäßig mit starker Turbulenz verbunden. Aber dies ist eine seit langem bekannte Wolkenturbulenz, die auch abseits von Strahlströmungen häufig vorkommt. Auch findet man geringere Turbulenz in vielen Aufgleitwolken und darf sie daher auf dem «dynamischen» Konvektionswege (in Abb. 1 fett ausgezogener Pfeil) erwarten. Andererseits hat natürlich nicht jeder «jet-stream» die oben beschriebene Turbulenz, denn die Strahlströmung kann *zeitweise* auch ohne regenerierende Konvektionsvorgänge bestehen.

Störungsformen. Das «planetarische» Modell der Abbildungen 1 und 2 könnte vielleicht so aufgefaßt werden, als ob ein *konstanter* «jet-stream» möglich wäre, der rund um die Erde parallel zum Breitenkreis läuft und sich dabei fortwährend durch «dynamische Konvektion» regeneriert. Dies wäre aber ein Irrtum, wie zunächst die Erfahrung zeigt: Alle beobachteten Strahlströmungen behalten ihre große Geschwindigkeit nicht länger als auf einer Stromstrecke von etwa 3000 bis 5000 km. Diese Unbeständigkeit ist theoretisch folgendermaßen zu erklären: Entweder der Strahlstrom regeneriert sich *nicht*. Dann stirbt er ab durch Reibung, Vermischung und andere Energiedissipation. Oder er besitzt die regenerierende Konvektion. Dann erleidet nicht nur der «dynamische» Konvektionsweg (fette Pfeile in Abb. 2), sondern auch der gesamte Strahlstrom eine antizyklonale Krümmung. Dieser kann daher nicht beliebig lange geradeaus fließen,

sondern erscheint in vielseitig verschiedenen (von der Konfiguration der Erdoberfläche abhängigen) Störungsformen, auf die wir hier nicht näher eingehen können.

Literatur:

1. J. K. Bannon, Meteor. Mag., 81, 97, London 1952.
2. P. Raethjen, Einführung in die Physik der Atmosphäre, Bd. II, S. 200, Leipzig 1942.
3. P. Raethjen, The upper trough. Technical Paper No. 4, Project SCUD, New York University, Research Division (1956).

Summary

After a general description of the jet-stream, some observations on clear air turbulence are discussed which indicate a preferred location on the poleward side of the jet-stream, where the horizontal wind shear is cyclonic. The mechanism of this turbulence is interpreted in terms of the planetary model of the jet-stream.

Convective motions on the equatorial side of the jet-stream created by solar heating of the ground transport air essentially vertically upwards until gravitational equilibrium is reached. Since the horizontal speed of the surface air is too low for a balance between pressure and Coriolis forces, it is not in dynamical equilibrium and begins to slide polewards towards lower pressure along the tilted surfaces of potential temperature. This motion across the anticyclonic shear on the equatorial side of the jet-stream continues until enough speed is reached to create dynamic equilibrium. The poleward motion may cover 500 miles and may last 12 hours after which time jet-stream velocities are reached. Synoptic studies over the North American continent confirm this type of motion in the jet-stream.

While, on the equatorial side, there is a gradual transition between the slow moving subtropical air masses and the high wind velocities in the jet-stream core, flow discontinuities form on the polewards side. Here, the fast moving convective air parcels penetrate polewards into the area of cyclonic shear where the slower moving polar air masses form a barrier, creating high level turbulence.

Finally the regeneration of the jet-stream by convection and the unsteady nature of the jet-stream are discussed.