

PHYSIK DES JET STREAM

VON WALTER GEORGII

München

Zusammenfassung — Zwischen Höhentrog und Jet stream besteht ein Zusammenhang, wobei der auf der Ostseite der Kontinente von der Westströmung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre dynamisch gebildete Höhentrog die primäre Erscheinung ist. Im Höhentrog werden polare und subtropische Luftmassen zusammengeführt, sodaß aus dem so entstehenden Temperaturgegensatz sich die sogenannte Konfluenz des Jet stream ableiten läßt. Aus der Struktur des Jet stream, seiner Kernströmungen, den Grenzschichten, der Frontalzone und dem Temperatur — und Windfeld bestimmt sich die Flugnavigation des Jet stream, die man als eine Temperaturnavigation kennzeichnen kann. Die Flugnavigation ist darauf eingestellt, die große Geschwindigkeit des Jet flugfördernd auszunutzen und seine Turbulenz zu vermeiden. Für die Beurteilung der Turbulenz, dem wichtigsten Problem des Jet stream, wird die Bedeutung des Richardson'schen Turbulenzkriteriums hervorgehoben und seine Gültigkeit für die Jet stream-Turbulenz nachgewiesen. Als kritische Turbulenz des Jet erweist sich die Wellenturbulenz über Gebirgen, die nach der Theorie von R. S. Scorer auf stationäre Höhenrotore zurückgeführt wird.

1. *Definition und Klassifikation des Jet stream*

MAN versteht unter Jet stream nach der allgemeinen Definition eine allseitig begrenzte, freistrahmartige Luftströmung, die eine Geschwindigkeit größer als 50 kt besitzt. Diese Strömung entspricht mit etwa 2 km Tiefe, 300 km Breite und 1000–5000 km Länge einem dünnen, verhältnismässig schmalen, langem Band, dessen Begrenzung von Schichten starker vertikaler und horizontaler Windgeschwindigkeitsänderung gebildet wird. Dem entsprechend unterscheidet man hinsichtlich der Struktur des Jet stream die Kernströmung, welche die maximale Geschwindigkeit des Jet aufweist, und die sogenannten Grenzschichten, die Schichten großer Windscherung.

Hinsichtlich seiner Klassifikation kann man troposphärischen und stratosphärischen Jet stream unterscheiden, wobei allerdings dem troposphärischen Jet grössere Bedeutung zukommt.

Der troposphärische Jet tritt in mittlern Breiten normalerweise als der Polarfrontjet auf, wobei die Kernströmung auf der antizyklonalen rechten Warmluftseite der Frontalzone dicht unterhalb der Tropopause liegt, während die zyklonale linke Seite das Maximum der Windscherung aufweist (Abb. 1).

Der troposphärische Subtropik-Jet, der vorwiegend dem Winter eigentümlich ist, liegt im Mittel von 30° beider Hemisphären. Ihm sind die größten Windgeschwindigkeiten eigentümlich.

Unter Berücksichtigung der Definition des Jet stream als freistrahlarartige Luftströmung großer Geschwindigkeit kann man sein Auftreten allerdings nicht ausschließlich auf die höhere Troposphäre beschränken, sondern muß auch die Existenz einer zumindest jet-stream-ähnlichen Strömung in der unteren Tropopause gelten lassen.

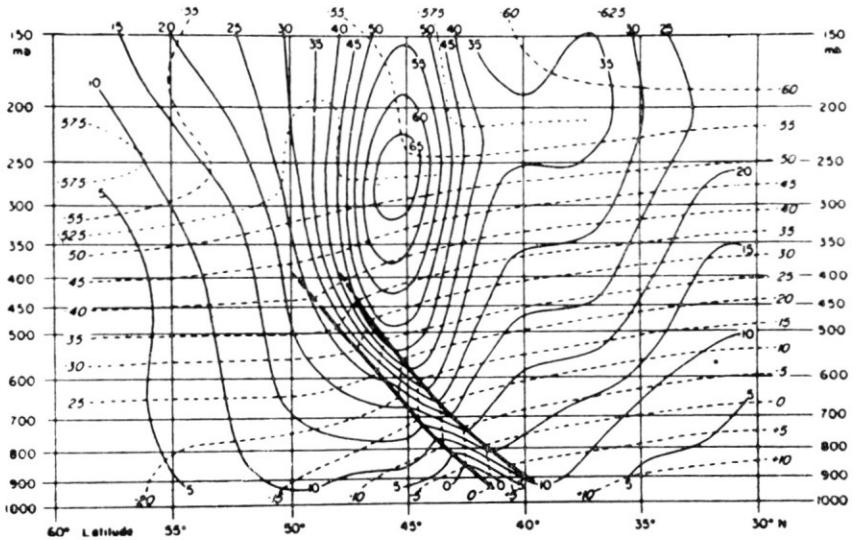


ABB. 1. Vertikalschnitt eines Polarfront-Jet stream mit Kernströmung Grenzschichten und Frontalzone.

E. Nevière⁽¹⁾ hat auf Starkwindströmungen in der unteren Troposphäre im Gebiet des westlichen äquatorialen Afrika hingewiesen, die nach Windgeschwindigkeit, Struktur und Dimensionen durchaus Jet stream-Charakter aufweisen (Abb. 2). Auch in Argentinien und Nordamerika sind derartige Starkwindströmungen in den Bodenluftschichten bekannt. Wir weisen auf diese der unteren Troposphäre angehörenden jet-stream-ähnlichen Luftströmungen hin, da sie zweifellos die Beachtung der Luftfahrt verdienen.

2. Theorie des Jet stream

Wenn man das Jet stream-Band in Betracht zieht, welches in subtropischer Breite die Hemisphäre umströmt (Abb. 3), so stellt man bemerkenswerterweise fest, daß die Maxima der Geschwindigkeiten auf der Ostseite der Kontinente liegen. Im nordhemisphärischen Winter findet man ein mittleres Maximum der Jet-Geschwindigkeiten über den Ost-

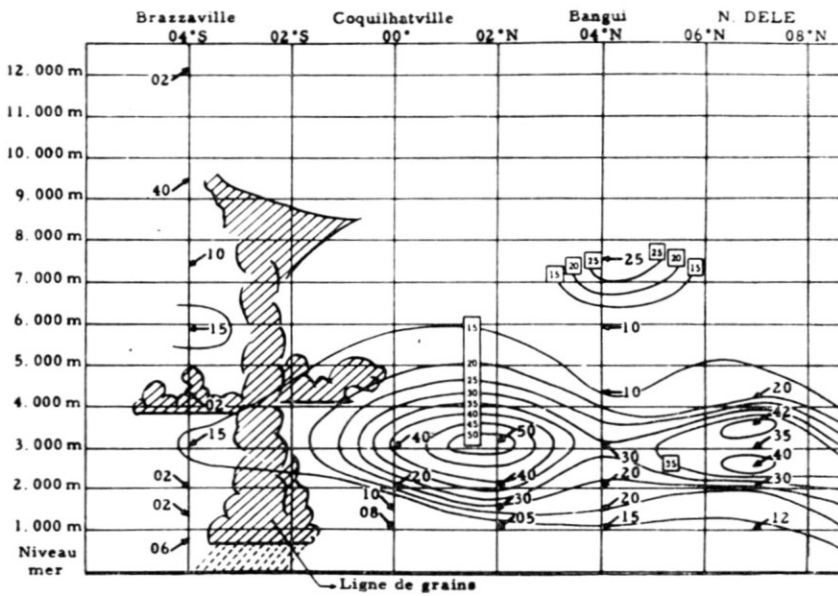


ABB. 2. Starkwindströmung von Jet stream-Charakter im äquatorialen Afrika nach E. Nevière.

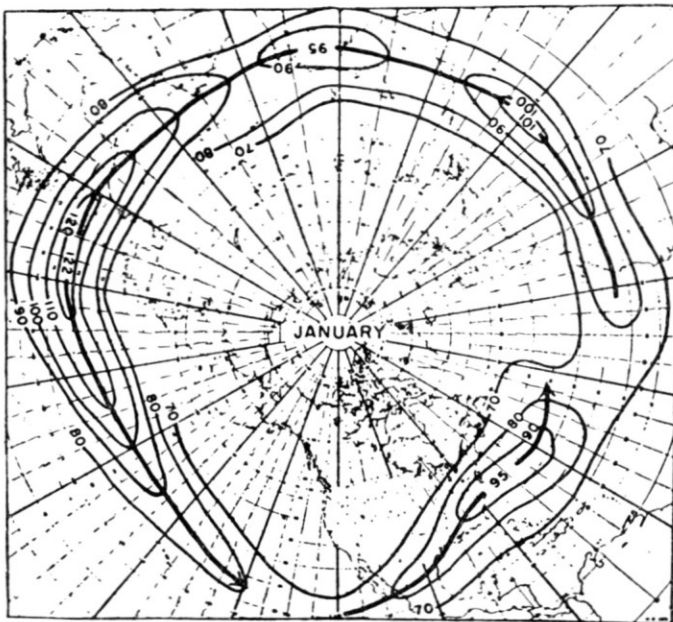


ABB. 3. Mittlere Lage und Geschwindigkeit des nordhemisphärischen Jet stream im Januar nach J. Namias und P. F. Clapp.

küsten Nordamerikas und Afrikas und den absolut größten Mittelwert der Geschwindigkeit über dem Ostrand des asiatischen Kontinents.

Die gleiche Erscheinung kann man auf der Südhemisphäre auf der Ostseite Südamerikas und Australiens feststellen.

Andererseits ist bekannt, daß sich über den Ostküsten oder der Leeseite der Kontinente die sogenannten quasistationären Höhenträge als Tiefdruckzungen äquatorwärts vorstossender Polarluft entwickeln.

Man kann somit annehmen, daß ein Zusammenhang zwischen Höhentrog und Jet stream besteht, wobei der im Lee der Kontinente dynamisch von der Westströmung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre gebildete Höhentrog die primäre Erscheinung ist.

Im Höhentrog werden polare und subtropische Luftmassen nebeneinander geführt, sodaß man aus dem so entstehendem Temperaturgegensatz die Konfluenz-Theorie des Jet stream ableiten kann.

In der Entwicklung dieser Theorie kann man I. Namias u. P. F. Clapp⁽²⁾ folgen, welche hervorheben, daß durch den Zusammenfluß der entgegengesetzt gerichteten Luftmassen eine dauernde Verstärkung des horizontalen Temperatur- und damit auch des Luftdruckgradienten erfolgt. Die Windgeschwindigkeit muß hierdurch ständig wachsen und als Jet stream ihr Maximum im Bereich der am dichtesten gedrängten Isothermen finden.

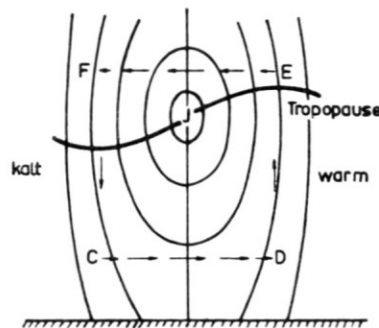


ABB. 4. Vertikaler Kompensationsstrom im Bereich des Jet stream.

Setzt man weiterhin voraus, daß die Geschwindigkeit der Warmluft aus Trägheitsgründen subgeostrophisch ist, und deshalb seine meridionale, polwärts gerichtete Komponente erhält, so resultiert aus dieser Nordkomponente der Warmluft eine Massenzunahme auf der Nordseite der Jet-Achse und ein Massenverlust auf der Südseite, wodurch ein vertikaler Kompensationsstrom, aufsteigend auf der Warmluft, bzw. absteigend auf der Kaltluftseite des Jet entsteht (Abb. 4).

P. Raethjen⁽³⁾ hat diese Konfluenz-Theorie modifiziert. Nach ihm herrscht auf der Warmluftseite der Konfluenz stärkere Konvektion vor,

da hier größere Wärme und Wasserdampfung in den unteren, und Abkühlung durch Ausstrahlung an Wolkenoberflächen in höheren Schichten erfolgt.

Die aufsteigende Luft ist in ihrer statischen Gleichgewichtshöhe in der mittleren Troposphäre nicht im Gleichgewicht mit der allgemein vorherrschenden West-Ostströmung, da ihre Bewegungsgröße aus tieferen Schichten geringer ist als die der geostrophischen Westströmung. Die aufgestiegene Luftmasse wird sich demnach subgeostrophisch meridional nordwärts bewegen und an der vorgelagerten polaren Kaltluft aufgleiten. Diese in die obere Troposphäre aufgleitende Warmluft erfährt große Coriolis-Beschleunigung durch ihre meridionale Verschiebung polwärts und überträgt so von der antizyklonalen Seite des Höhentroges aus ständig Bewegungsimpulse auf die allgemeine Westströmung, welche hierdurch Jet-Geschwindigkeit erreicht.

Höhentrog und Polarfront verlagern sich in fortschreitender Entwicklung mehr und mehr äquatorwärts. Demgemäß folgt auch der mit ihnen verbundene Jet stream in gleicher Richtung nach Süden. Auch bei dieser Verlagerung hat die Topographie der Erdoberfläche zweifellos größeren Einfluß. In gleicher Weise wie das meridionale Vordringen polarer Kaltluft an den Osträndern der Kontinente begünstigt wird, können auch kleinräumigere, meridional verlaufende, topographische Strömungshindernisse, wie z. B. die Britischen Inseln und die Skandinavische Halbinsel Ausfließen der Kaltluft und die Verlagerung des Jet stream nach Süden begünstigen.

E. Chambers⁽⁴⁾ hat besonders darauf hingewiesen, daß nicht nur über dem Ostrand sondern auch über den westlichen Küsten der Kontinente der Kaltluftpöhentrog und der mit ihm verbundene Jet stream weit gegen den Äquator vorstossen kann, sofern nur der Höhentrog außer durch den Westrand des Festlandhindernisses durch ein blockierendes Hochdruckgebiet über dem östlichen Teil des entsprechenden Ozeans aufgehalten und eingeengt wird. Ein Beispiel für einen derartigen Vorstoß eines Höhentroges und Jet stream bis tief in die tropischen Breiten hat beispielsweise B. S. Griffiths⁽⁵⁾ angegeben. Der in Frage kommende Höhentrog gehörte in diesem Falle der Ostküste Nordamerikas an und ist bis zu den Kleinen Antillen äquatorwärts vorgedrungen, begleitet von einem Jet stream der am 25.2.1954 über Trinidad folgende Geschwindigkeit aufzuweisen hat:

40.000 ft	310°	27 kt
45.000 ft	310°	98 kt
50.000 ft	300°	100 kt
55.000 ft	290°	23 kt

Die vertikale Windscherung ist in diesem Falle in der unteren und oberen Grenzschicht des Jet zwischen 45 bzw. 50 und 55.000 ft ausserordentlich groß.

Vorstöße über dem östlichen Atlantik längs der westafrikanischen Küste erfolgen im Sinne von E. Chambers beim Vorherrschen eines blockierenden Hochs westlich der Britischen Inseln (Abb. 5). Diese in tropische

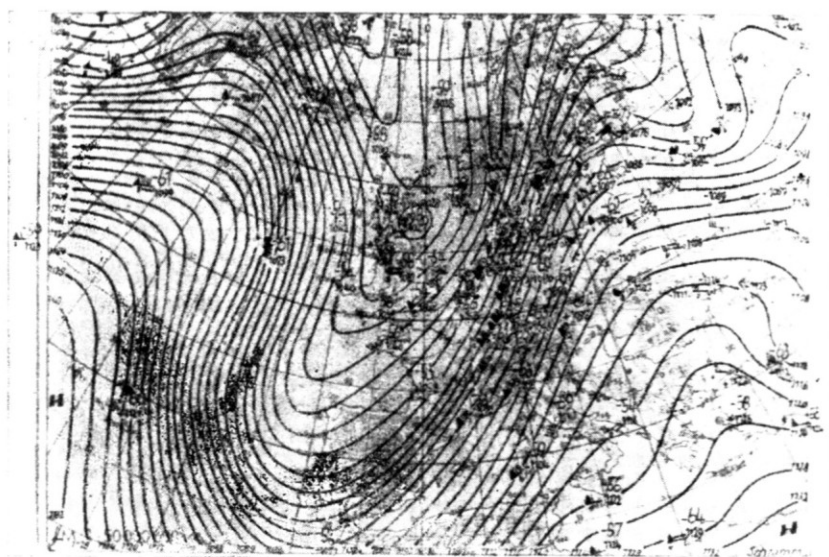


ABB. 5. Höhentrog über der westeuropäischen und westafrikanischen Küste.

Breiten vortretenden Jets sind durch Messungen in Dakar auf 14° Nord nachweisbar. Wie die nachfolgende Tabelle zeigt, haben sie ihre größte Häufigkeit von Dezember bis März. Zahl der Jet stream-Fälle über Dakar 1955–1957 Niveau 200 mb⁽⁶⁾

Monat	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Zahl der Fälle	3	14	33	52	37	31	13	12

3. Flugnavigation im Bereich des Jet stream

Für die Flugnavigation gilt vor allem die allgemeine Regel, bei Gegenwind dem Jet ausweichen, bei Rückenwind den Kern des Jets, d.h. die Schicht maximaler Geschwindigkeit anzufliegen.

Bisher hat sich für eine derartige Navigation die Beobachtung der Temperatur während des Fluges als empfehlenswert erwiesen.

Für die Temperaturmessung ist allerdings der Gebrauch eines Thermometers erforderlich, welches die wahre Lufttemperatur unbeeinflusst

von der Fluggeschwindigkeit angibt. Das sogenannte Vortex- oder Wirbelthermometer entspricht dieser Bedingung wenigstens bis zu einer Fluggeschwindigkeit von 800 bis 900 km/h (Abb. 6).

Fliegt ein Flugzeug im 300 mb-Niveau im Bereich eines Polarfront-Jets und stellt hierbei konstante Temperatur von -35° bis -40°C fest, so befindet es sich auf der rechten Warmluftseite des Jets im Bereich einer

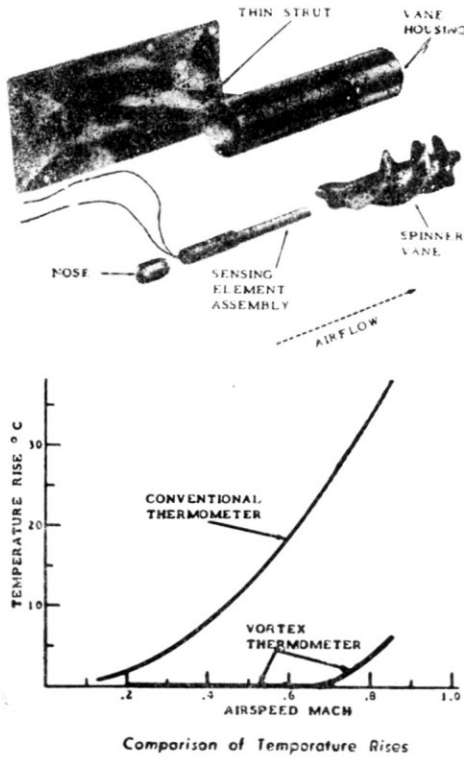


ABB. 6. Vortex-Thermometer nach Bendix-Fries.

großen Geschwindigkeit. Bei einer konstanten Temperatur von -45° bis 50°C fliegt es dagegen auf der linken Kaltluftseite, bei wesentlich geringerer Jet-Geschwindigkeit. Fällt oder steigt die Temperatur während des Fluges verhältnismässig rasch, so fliegt das Flugzeug durch die Frontalzone des Jets und zwar von der Warmluft-zur Kaltluftseite bzw. umgekehrt.

Die Temperaturveränderung kann in diesem Falle $5-10^{\circ}\text{C}$ über eine Strecke von 300–400 km betragen. Da die Frontalzone auch durch ein Maximum der Änderung der Windgeschwindigkeit gekennzeichnet ist, weist die Feststellung schneller Temperaturänderung auch auf die Zone maximaler Turbulenz des Jet stream hin.

Für die Navigation kann auf Grund der Temperaturunterschiede in der Frontalzone auch die Änderung der sogenannten D-Werte, d.h. die Abweichungen der Höhe der Standardatmosphäre oder beim Flug über dem Meer der Radiohöhe von der Druckhöhe zur Beurteilung der Position des Flugzeuges im Jet stream benutzt werden.

Steigen die D-Werte rasch an, so fliegt das Flugzeug von der kalten Jet-Seite durch die Frontalzone auf die Warmluftseite in den Bereich größerer Windgeschwindigkeiten, bei fallenden D-Werten gilt das Umgekehrte.

Wenn ein Flugzeug bei Rückenwind in einer Schicht großer Geschwindigkeit fliegt, dann ist es günstig, möglichst lange den entsprechenden D-Wert einzuhalten. Fliegt es dagegen im starken Gegenwind, so muß

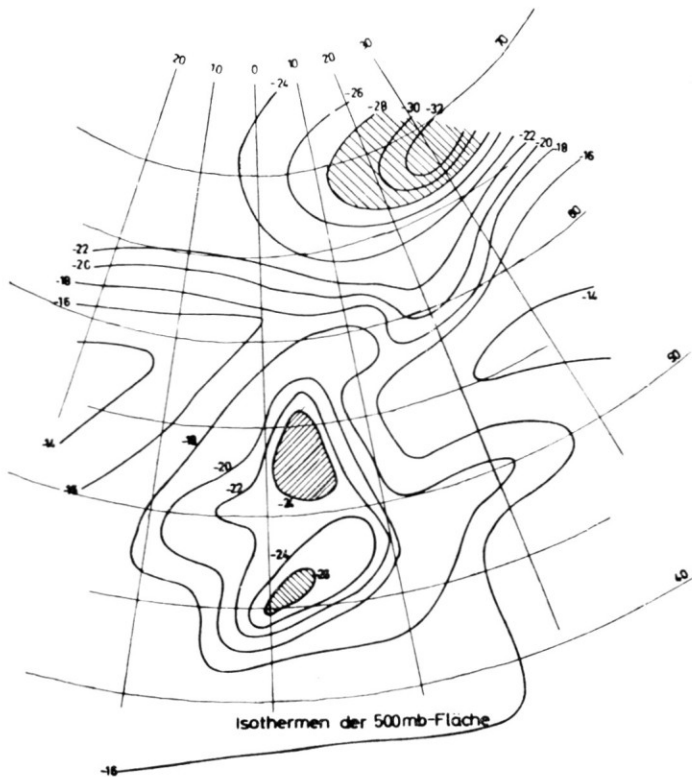


ABB. 7. Isothermen des 500 mb-Niveaus am 22.X.1955.

es nach rechts abbiegen, und zwar solange, bis der stark abnehmende oder zunehmende D-Wert wieder konstant wird. Im Niveau 300 mb oder etwa 9000 m ändert sich der D-Wert bei einer Temperaturdifferenz von 5°C zwischen warmer und kalter Jet-Seite um ca. 150 m.

Einen erfolgreichen Transatlantik-Flug hat das Flugzeug G-ALSA der BOAC unter Führung von Capt. Messenger auf Grund planmässiger Anwendung der Temperaturnavigation und Beachtung der D-Werte am 2.8.1958 durchgeführt⁽⁷⁾. Das Flugzeug konnte durch laufende Beobachtung der Temperatur und der D-Werte über 1000 n. Meilen den Rückenwind eines Jet stream von 100 kt in einer Höhe von 21.000 ft ausnutzen.

Der Temperaturunterschied zwischen Polar- und Äquatoralseite betrug auf diesem Flug 8°C. Capt. Messenger empfiehlt als bestes Mittel der Navigation die Beachtung der Lage der Frontalzone des Jet nach der Niveau-Karte 500 mb, schnelles Ansteigen des Flugzeuges von der Polarseite des Jet und häufiges Ablesen der Temperatur und der D-Werte.

Die Bedeutung der Karte der absoluten Topographie der 500 mb-Fläche und ihrer Frontalzone für die Flugnavigation beruht darauf, daß das dichtgedrängte Band der Isothermen im Niveau 500 mb (Abb. 7) bereits einen Rückschluß auf die Existenz eines Jet in 300 mb erlaubt, und die Bestimmung der Lage seiner Kernströmung maximaler Geschwindigkeit ermöglicht.

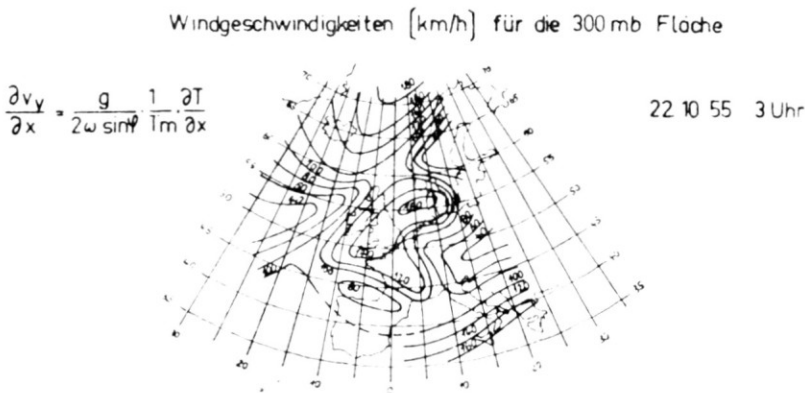


ABB. 8. Windgeschwindigkeiten der 300 mb-Fläche am 22.X.1955.

Es gilt die Regel, daß der Kern des Jet stream senkrecht über dem Schnitt der Frontalzone mit der 500 mb-Niveau-Fläche liegt. Diese Regel stützt sich auf die sogenannte Thermalwindgleichung:

$$\frac{\partial v_y}{\partial z} = \frac{g}{2\omega \sin\varphi} \cdot \frac{1}{T} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \quad (1)$$

wobei v_y der Windkomponente parallel zu den Isothermen entspricht. $\frac{\partial v_y}{\partial z}$ ist das vertikale Windgeschwindigkeitsgefälle, $\frac{\partial T}{\partial x}$ der horizontale Tem-

peraturgradient senkrecht zur Strömungsrichtung. Die Gleichung besagt, daß dem Maximum des horizontalen Temperaturgradienten in der Vertikalen der maximale Windgeschwindigkeitsgradient entspricht, daß also über dem Band dichtgedrängter Isothermen des 500 mb-Niveaus in der Höhe der Kern des Jet stream mit dem Maximum der Windgeschwindigkeit liegt (Abb. 8).

Dazu kommt noch, daß man seinen Flugplan unter Berücksichtigung des Jet stream-Verlaufes nach der 500 mb-Topographie genauer festlegen kann, als nach dem 300 mb-Niveau.

4. *Turbulenz des Jet streams*

Die wesentlichste Erscheinung des Jet stream ist zweifellos die in ihm auftretende Turbulenz, welche im allgemeinen als sogenannte Clear-Airturbulenz gekennzeichnet wird. Sie ist nicht nur im Hinblick auf den Luftverkehr das wesentlichste Problem, sondern hat auch für ballistische Aufgaben, wie die Beeinflussung unbemannter Flugkörper, Bedeutung.

Dementsprechend hat sich die Forschung besonders eingehend mit der Erschließung der Jet stream-Turbulenz befaßt.

Wir verdanken den Beobachtungen der Flugkapitäne des Luftverkehrs und besonders durchgeführten Forschungsflügen viele Ergebnisse, die zumindest sich dahin zusammen fassen lassen, daß schwere Turbulenz über Ozeanen und normalen Bodengelände nicht sehr häufig ist.

Boengeschwindigkeiten > 10 m/sec dementsprechend Beschleunigungen $> 0,8$ g, bezogen auf eine Boeing 707, erfordern für ihr einmaliges Auftreten durchschnittlich mehr als 20.000 Flug-km. Mäßige Turbulenz ≥ 5 m/sec oder $\geq 0,3$ g kann man auf 2000 Flug-km einmal erwarten. Zweifellos sind diese aus Flugbeobachtungen abgeleiteten statistischen Ergebnisse als allgemeine Übersicht wertvoll. Wünschenswert ist es allerdings, dem Piloten eine der jeweiligen Jet stream-Lage entsprechende kartographische Übersicht der Turbulenzverteilung auf der Flugroute geben zu können.

Für eine derartige Darstellung kann das sogenannte Richardson'sche Kriterium eine Grundlage geben. Richardson hat dieses Kriterium bereits im Jahre 1920 abgeleitet. In kompressiblen Medien ist Turbulenz möglich, wenn die Strömungsgeschwindigkeit und die Dichte oder beide gleichzeitig sich mit der Höhe in bestimmten Ausmaßen ändern.

Demgemäß gilt als Maß der möglichen Turbulenz die sogenannte Richardson'sche Zahl:

$$\text{Ri} = \frac{g}{T} \left(\Gamma - \frac{\partial T}{\partial z} \right) \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^{-2} \quad (2)$$

Hierin ist: g die Schwerebeschleunigung

Γ der adiabatische Temperaturgradient

$\frac{\partial T}{\partial z}$ das vorherrschende Temperaturgefälle

$\frac{\partial v}{\partial z}$ die vertikale Windgeschwindigkeitsänderung.

In stabiler Atmosphäre ($\frac{\partial T}{\partial z} < 1^\circ/100 \text{ m}$) kann demnach Turbulenz erwartet werden, wenn die Variation der Windgeschwindigkeit nach der Höhe groß ist.

Bei instabiler Atmosphäre ($\frac{\partial T}{\partial z} > 1^\circ/100 \text{ m}$) erfolgt eine vertikale Umlagerung der Luftmassen in Form von Umlagerungswalzen, die schwere Turbulenz hervorruft.

Nach Richardson wird eine Strömung turbulent bei $Ri < 1$, nach L. Prandtl bei $Ri < 0,5$. Man kann demnach etwa die folgende Turbulenzskala aufstellen:

$Ri > 1$ quasilaminare Strömung

$Ri = 1$ bis $0,5$ leichte bis mäßige Scherungsturbulenz

$Ri = 0,5$ bis $0,0$ mäßige bis schwere Scherungsturbulenz

$Ri < 0$ thermokonvektive Turbulenz.

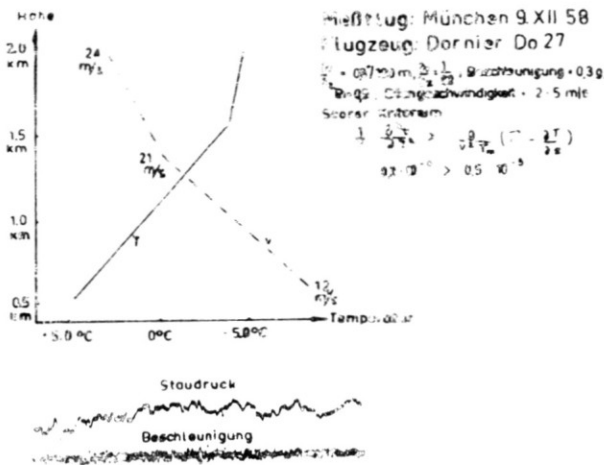


ABB. 9.

Da bisher die Anwendbarkeit des Richardson'schen Kriteriums auf die Turbulenz des Jet stream umstritten ist, scheint es notwendig, seine Gültigkeit auch für diese Starkwindströmung nachzuweisen.

Zu diesem Zweck werden im Institut des Verfassers Meßflüge durchgeführt, mit dem Ziele eine Beziehung zwischen Richardson'scher Zahl

und Beschleunigungsmessungen abzuleiten. Abbildung 9 gibt ein Beispiel dieser Messung. Ihm ist außer dem Richardson'schen noch das von R. S. Scorer⁽⁸⁾ aufgestellte Kriterium beigegeben, bei welchem für auftretende Turbulenz die zweite Ableitung der vertikalen Windscherung größer sein muß, als das Glied der thermischen Stabilität der Atmosphäre. In dem vorliegenden Beispiel bestätigen Ri-Zahl und Scorer-Kriterium die im Flugzeug mit Beschleunigungsschreiber gemessene Turbulenz. Weitere Messungen sind jedoch für die Ableitung einer Allgemeinbeziehung noch erforderlich. Die Literatur liefert jedoch genügend Beispiele um durch gleichzeitige Turbulenzbeobachtungen im Fluge die allgemeine Anwendbarkeit des Richardson'schen Kriteriums nachzuweisen. Besonders aufschlußreich sind in dieser Hinsicht Flugbeobachtungen englischer Piloten, von denen zahlreiche, besonders instruktive Fälle im Meteorological Magazine veröffentlicht sind.

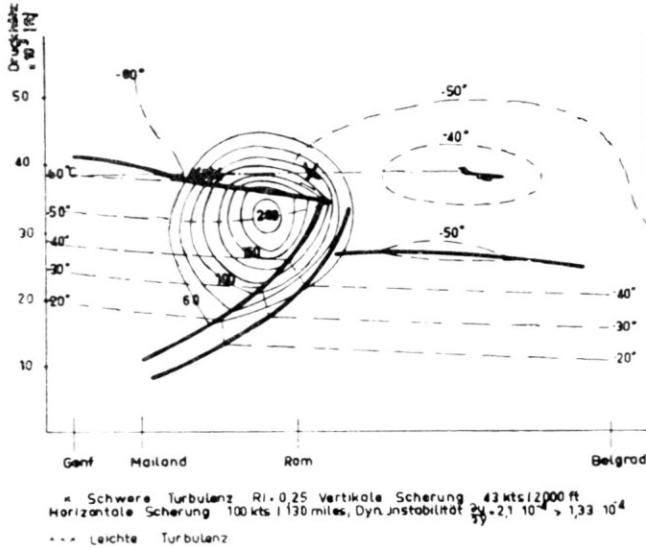
I. Briggs⁽⁹⁾ gibt Jet-Windmessungen vom 14.2.1951 für drei verschiedene Stationen Süd-Englands. Da gleichzeitig mehrfache Flugbeobachtungen über Turbulenz im gleichen Gebiet vorliegen, ist es möglich die im Flugzeug festgestellte Turbulenz mit abgeleiteten Richardson'schen Zahlen zu vergleichen.

14.2.1951: Larkhill 9 Uhr			Downham Market 14 Uhr		
400 mb	286°	21 kt	282°	11 kt	
350 mb	324°	55 kt Ri = 0,43	324°	31 kt	Ri = 0,54
300 mb	324°	85 kt Ri = 0,86	332°	91 kt	Ri = 0,06
250 mb	327°	110 kt Ri = 0,56	315°	114 kt	Ri = 0,54

Der Jet war an diesem Tag mit einer vorrückenden Warmfront verbunden. Nach Flugbeobachtungen wurde zwischen 12 und 13 Uhr die stärkste Turbulenz zwischen 27.000 und 30.000 ft gefunden. Eine weitere Flugbeobachtung um 15 Uhr ergab sehr schwere Turbulenz in 35.000 ft. Die Flugergebnisse stehen demnach in guter Übereinstimmung mit den Ri-Werten, die durchgehend mässige bis schwere Turbulenz angeben.

E. Chambers⁽¹⁰⁾ beschreibt einen der schwersten Fälle von Jet stream-Turbulenz, welcher auf Testflügen der BOAC festgestellt worden ist. Der Flug wurde am 1.12.1957 von Genf über Mailand, Rom bis Belgrad durchgeführt (Abb. 10). An diesem Tag erstreckte sich ein ausgedehnter Höhentrog im Lee der Skandinavischen Halbinsel bis ins Mittelmeer. Der Höhentrog hatte einen NE-Jet von 200 kt-Geschwindigkeit zur Folge. Leichte, sogenannte Cobblestone-Turbulenz wurde festgestellt, bei steigender Temperatur von -62° auf -54° C, und kurz darauf bei weiterem Temperaturanstieg schwerste Turbulenz, sodaß der Beschleunigungsschreiber bis zum Anschlag ausgeschlagen hat.

Berechnet man nach der Radiosonde von Rom (Abb. 10) die Richardson'sche Zahl, so erhält man den Wert $Ri = 0,25$ bei einer vertikalen Windscherung von 43 kt/1200 ft, also in guter Übereinstimmung mit der Flugbeobachtung ebenfalls schwere Turbulenz. Die horizontale Wind-



Jetstream-Vertikalschnitt: Genf - Rom - Belgrad

1. Dezember 1957

ABB. 10. Vertikalschnitt eines Testflugs mit DH-Comet Genf-Rom-Belgrad.

scherung betrug hierbei nach E. Chambers 100 kt/130 miles. Unter Zugrundelegung dieses Wertes kann man die dynamische Instabilität der Horizontalströmung überprüfen, u. zw. nach der Beziehung:

$$\frac{\partial v}{\partial y} = f + \frac{3vtg\varphi}{R} \quad (3)$$

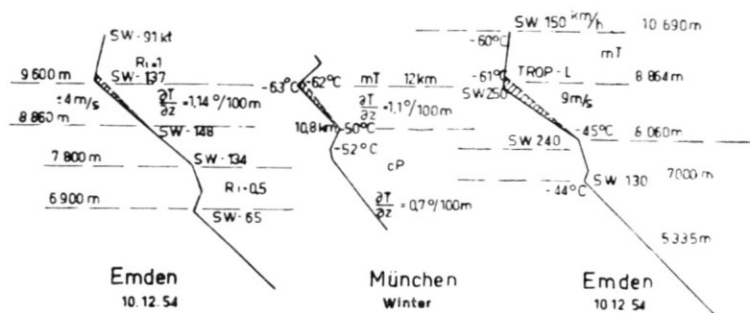
worin f = der Coriolisparameter = $2\omega \sin \varphi$ und R der Erdradius sind⁽¹¹⁾.

Unter Berücksichtigung der von E. Chambers angegebenen horizontalen Scherung, erhält man nach dieser Beziehung

$$\frac{\partial v}{\partial y} = 2,1 \cdot 10^{-4} > 1,33 \cdot 10^{-4}$$

also Turbulenz durch dynamische Instabilität, da $\frac{\partial v}{\partial y}$ den größeren Wert hat. Im Testflugzeug dieses Beispiels, einem DH-Comet 3, wurde eine Böenbeschleunigung = 1 g gemessen. Mit diesem Wert errechnet sich eine Böengeschwindigkeit = 17 m/sec.

Thermokonvektive Turbulenz, welche einen überadiabatischen Temperaturgradienten $> 1^\circ/100$ m oder einen Ri-Wert < 0 voraussetzt, ist verhältnismässig selten. Das überadiabatische Temperaturgefälle entsteht in diesem Falle durch Überlagerung von 2 Tropopausen, einer un-



Thermische Instabilität
durch Überlagerung von zwei Tropopausen

ABB. 11.

teren Polarluft- und oberer Tropiklufttropopause, wie Abbildung 11 veranschaulicht.

M. Berenger und I. Heissat⁽¹²⁾ sind auf Grund von Flugbeobachtungen zu folgendem Ergebnis über dem Zusammenhang der Ri-Zahlen und der Turbulenz gekommen:

- $Ri > 1,5$ schnelle Häufigkeitsabnahme der Turbulenz
- $Ri = 1,4$ Häufigkeit der Turbulenz = 50%
- $Ri = 0,5$ Häufigkeit der Turbulenz = 75%
- $Ri = 0$ Häufigkeit der Turbulenz = 90%

Hinsichtlich der Intensität der Turbulenz gilt nach beiden Autoren:

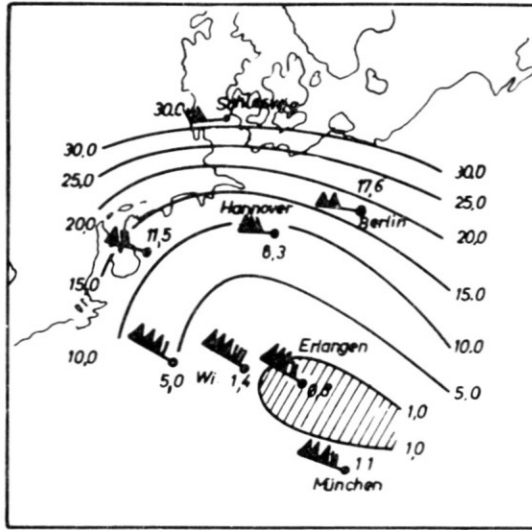
- $Ri < 0,8$ Häufig starke oder sehr starke Turbulenz
- $Ri < 0$ Besonders häufig, sehr starke Turbulenz.

5. Niveau-Karten der Jet stream-Turbulenz

Auf Grund der festgestellten guten Übereinstimmung zwischen Richardson'schem Turbulenz-Kriterium und im Flugzeug gleichzeitig festgestellter Turbulenz besteht nunmehr die Möglichkeit, Niveau-Karten der Jet stream-Turbulenz unter Zugrundelegung verfügbarer Radiosondenaufstiege und der aus ihnen abgeleiteten Richardsonschen Zahl zu entwerfen. Diese Karten können zweifellos eine wertvolle Ergänzung der meteorologischen Flugberatung und ein wesentliches Hilfsmittel für die Flugnavigation bilden.

Eine derartige Karte zeigt Abbildung 12 für das 300 mb-Niveau über Deutschland.

Über Süddeutschland herrscht an diesem Tag ein Jet von 180 kt. Trotz dieser großen Geschwindigkeit ist der Jet stream quasilaminar oder höchstens nur leicht turbulent, da die Ri-Werte kaum unter 1 absinken. Der Wert von Erlangen = 0,8 ist unsicher, da er auf das Niveau 300 mb extra poliert ist.



Turbulenzkarte 17 155 14 h
Richardson'sches Kriterium

ABB. 12.

Auch die horizontale Windscherung, die zwischen Schleswig und Wiesbaden 140 kt auf 470 km beträgt, ergibt keine Turbulenz.

Prüft man für diesen Tag die Möglichkeit des Auftretens von Turbulenz außer durch die Richardson'sche Zahl noch durch weitere Kriterien, so gilt:

$$\text{Nach dem Scorer-Kriterium: } \frac{1}{v} \cdot \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \geq \frac{g}{v^2} \cdot \frac{\left(\Gamma - \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{T} \quad (4)$$

$$\text{Für Wiesbaden: } 0,3 \cdot 10^{-7} < 1,1 \cdot 10^{-7}$$

$$\text{Für München: } 0,3 \cdot 10^{-7} < 2,0 \cdot 10^{-7}$$

d.h., turbulenzfreie Strömung, da $\frac{1}{v} \cdot \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ den kleineren Wert aufweist.

Für die horizontale Windscherung Schleswig–Wiesbaden errechnet sich die dynamische Stabilität nach 3.

$$\frac{\partial v}{\partial y} = 0,4 \cdot 10^{-4} < 1,36 \cdot 10^{-4}$$

Sämtliche drei verschiedene Kriterien stimmen darin überein, daß die Strömung des Jet streams am 17.1.1955 über Deutschland quasilaminar gewesen ist.

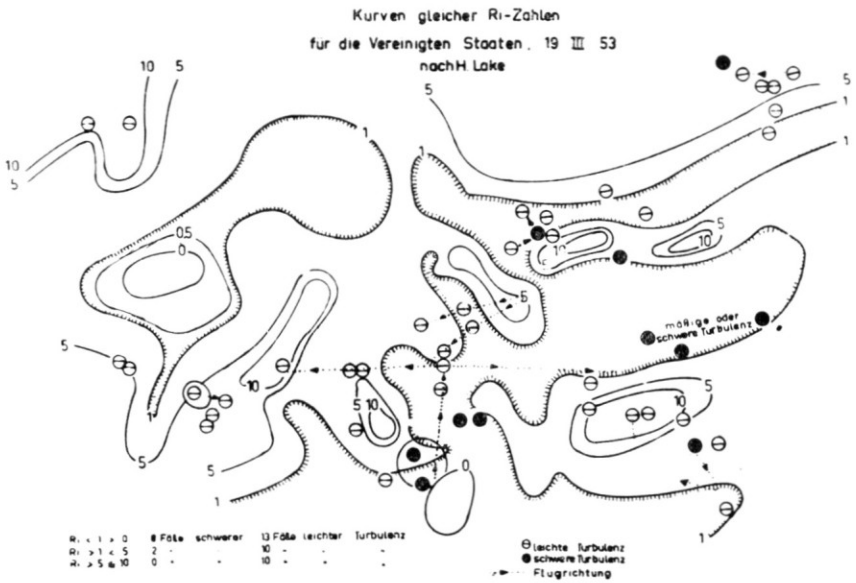


ABB. 13.

H. Lake⁽¹³⁾ hat eine Turbulenzkarte nach Ri-Werten für das Gebiet der Vereinigten Staaten abgeleitet. Abbildung 13 gibt diese Karte mit Kennzeichnung der gleichzeitig im Flugzeug festgestellten Turbulenz. Die Grenzen der Ri-Werte < 1 sind durch Schraffur gekennzeichnet. Obwohl es schwierig ist, ein so ausgedehntes Gebiet, welches die gesamte USA umfaßt, durch einige Flüge auf seine Turbulenz zu vermessen, gibt die Karte doch befriedigende Übereinstimmung zwischen Ri-Werten und beobachteter Turbulenz. Nach der Karte entfallen auf Ri < 1 8 schwere und 13 leichte Fälle von Turbulenz, dagegen auf Ri > 1 < 5 nur 2 Beobachtungen schwere und 10 Fälle leichter Turbulenz, dabei ist es durchaus möglich, daß sich unter den letzteren Beobachtungen solche befinden, die durch besondere lokale Verhältnisse, wie z.B. Gebirge ausgelöst werden und unabhängig von Ri-Werten sind.

Für den Atlantischen Ozean geben wir einen Vertikalschnitt der Flugroute New York–London, für welchen die Ri-Werte der drei gleichzeitig auftretenden Jet nach einer Ableitung des vertikalen Wind- und Temperaturfeldes von E. B. Buxton und C. L. Chandler⁽¹⁴⁾ berechnet worden

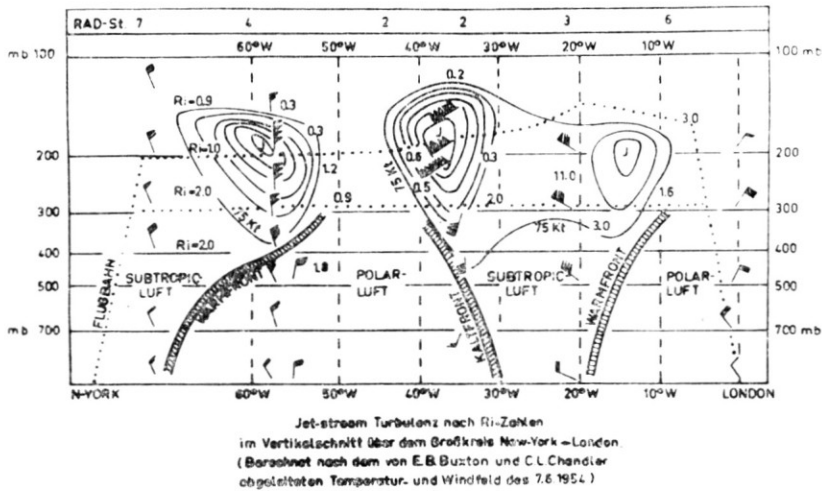


ABB. 14.

sind (Abb. 14). So anschaulich diese Jet stream-Anordnungen und die mit ihr verbundene Verteilung der Ri-Turbulenz ist, darf man nicht übersehen, daß für die Ableitung der Ri-Werte über dem Atlantik nur wenige Radiosondenstationen zur Verfügung gestanden haben.

6. Wellenturbulenz über Gebirgen

Nach allen bisher vorliegenden Beobachtungen scheint die kritische Turbulenz des Jet stream über Gebirgen aufzutreten. Sie steht im Zusammenhang mit der über Gebirgen auftretenden stationären Wellenströmung, die bei thermisch stabiler Luftschichtung und hinreichend großer Windgeschwindigkeit im Lee des Hindernisses entsteht und eine Analogie bildet zu den stationären Wellen einer inkompressiblen homogenen Flüssigkeit mit freier Oberfläche, die durch ein Hindernis in der Grundströmung ausgelöst wird. Abbildung 15 zeigt diese Wellenströmung, die durch einen Testflug eines norwegischen Düsenjägers über der Skandinavischen Halbinsel in 7,6 km Höhe bei einer Jet-Geschwindigkeit von 160 km/h festgestellt worden ist⁽¹⁵⁾.

Die Wellenlänge beträgt in diesem Falle 30 km, die Vertikalgeschwindigkeit im Mittel etwa 3 m/sec. Da ein Düsenflugzeug bei einer Geschwindigkeit von 900 km/h alle 60 sec das Auf- bzw. Abwindgebiet dieser

Wellen basiert, werden sich die Vertikalgeschwindigkeiten der Wellen als leichte Cobblestone-Turbulenz des Jet stream im Fluge äußern.

Auch diese laminare Wellenströmung verdient immerhin schon die Aufmerksamkeit des Flugzeugführers. Es liegen mehrfache Berichte vor, aus denen hervorgeht, daß Flugzeuge, die längere Zeit in der Nähe von Gebirgen fliegen, dauerndem Abwind ausgesetzt waren.

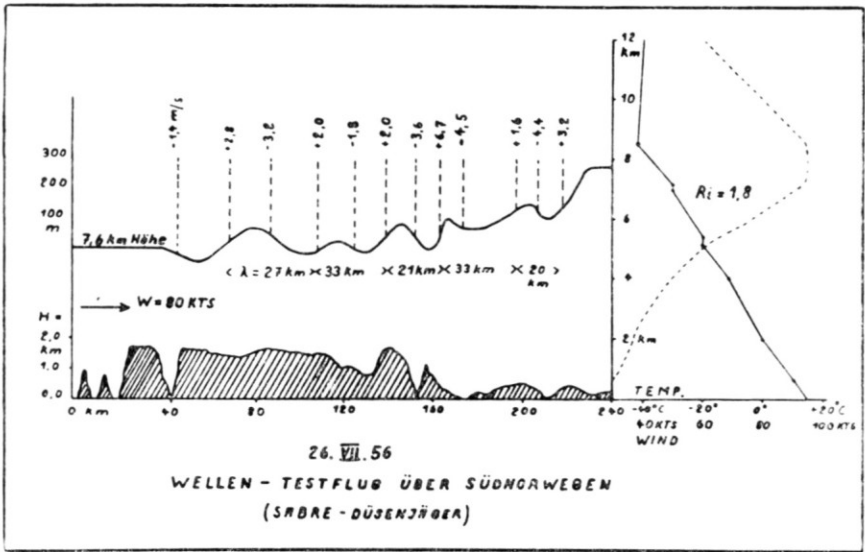


ABB. 15.

Die Situation wurde hierbei dadurch ziemlich bedenklich, daß der Flugzeugführer, der gezwungen war eine konstante Höhe seines Flugzeuges einzuhalten, ständig im Steigflug gegen den Abwind angehen mußte, sodaß dadurch das Flugzeug ständig Fahrt verloren hat. Ein Pilot berichtet, daß sein Flugzeug, längs der italienischen Adriaküste fliegend, in der Wellenströmung des Apennins mit 600 ft/min gefallen und der Staudruck auf 140 kt abgesunken ist. Im Wellenaufwind ist später das Flugzeug bei Staudruck 180 mit 8 m/sec gestiegen.

Liegt ein Flugzeug parallel zu einer stationären Wellenströmung, so ist es stets zweckmässig, von der Abwindzone das etwa 15 km rechts oder links liegende Aufwindgebiet der Wellen aufzusuchen, um so kritische Fahrtverluste zu vermeiden.

In der Troposphäre ist die Wellenströmung im Lee eines Gebirges normalerweise laminar, und erscheint nur den sie passierenden Flugzeugen durch den regelmässigen Wechsel von Wellenauf- und abwind leicht turbulent.

Diese Verhältnisse ändern sich aber häufiger in der sogenannten Tropopause beim Übergang von der Troposphäre in die Stratosphäre. Flugberichte beweisen, daß in dieser Höhe die Wellenströmung schwere Turbulenz, ja die kritischste Turbulenz des Jet stream überhaupt aufweisen kann.

Der Flug eines DH-Comet 3-Flugzeuges am 14.11.1949 im Lee der Gebirge Mittel-Englands ist hierfür ein eindrucksvolles Beispiel (Abb. 16).

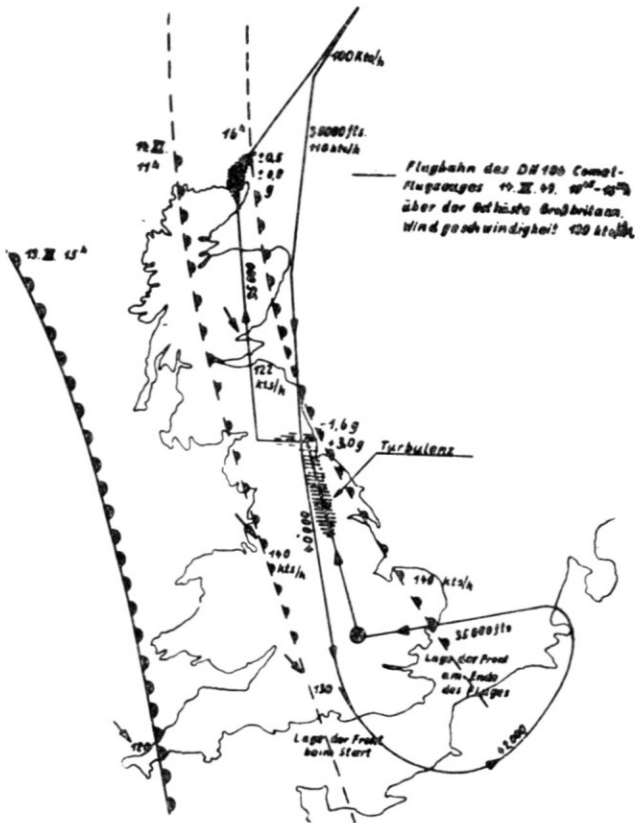


ABB. 16. Beschleunigungsmessungen des Flugzeuges DH-Comet 3 am 14.XI. 1949 über der Ostküste der Britischen Inseln.

In einer Höhe von 40.000 ft bei einer Jet-Geschwindigkeit von 150 kt wurden über der Ostküste der Britischen Inseln Beschleunigungen von $-1,6$ und $+3,0g$ in der Leewellenströmung gemessen. Diese Beschleunigungen entsprechen Höhengeschwindigkeiten der Luft von -10 und $+20$ m/sec.

Ganz entsprechende Vertikalgeschwindigkeiten hat J. Küttner⁽¹⁶⁾ auf einem Wellensegelflug über der Sierra Nevada in 11 km Höhe bei einer Jet stream-Geschwindigkeit von 120 kt festgestellt (Abb. 17).

R. S. Scorer⁽¹⁷⁾, dem wir für die theoretischen Untersuchungen der Lee-wellenströmung zu besonderem Dank verpflichtet sind, hat die Bedingung angegeben, unter welcher die Wellenströmung ungewöhnliche Turbulenz aufweisen kann.

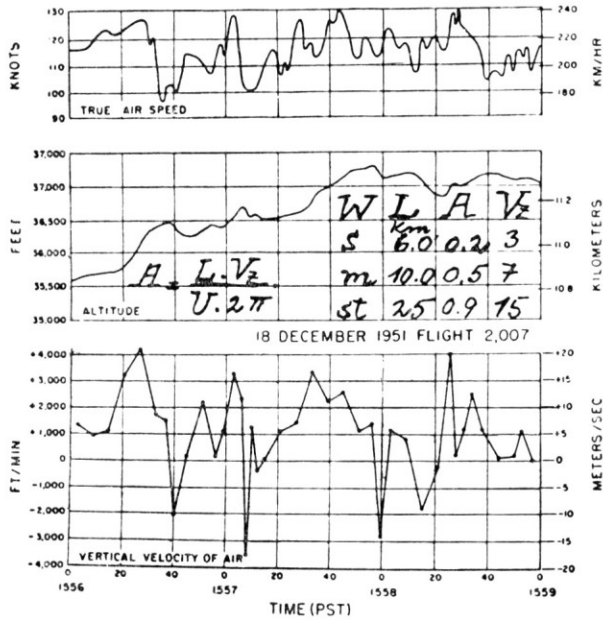


ABB. 17. Registrierung der Turbulenz von J. Küttner über der Sierra Nevada in 11,4 km Höhe. W = Wind L = Wellenlänge A = Wellenamplitude V_z = Vertikalgeschwindigkeit.

Der von Scorer angegebene Faktor:

$$l^2 = \frac{g}{v_2} \cdot \frac{\left(\Gamma - \frac{\partial T}{\partial z} \right)}{T_m} \quad (5)$$

ist ein Maß für die Größe der Wellenamplitude und damit für die auftretenden Vertikalgeschwindigkeiten der Wellenströmung. Große Stabilität der Atmosphäre, wie sie in Temperaturinversionen vorherrscht, ergibt große Amplituden mit großen Vertikalgeschwindigkeiten der Wellenströmung.

Gleichmäßige Abnahme von l^2 mit der Höhe nach einem Maximum in der unteren oder mittleren Troposphäre weist auf eine ungestörte lamina-re Wellenströmung hin. Dagegen ist für Turbulenz der Wellenströmung ein ausgeprägtes Maximum von l^2 zwischen 2 Minimalwerten in der oberen Troposphäre erforderlich.

In diesem Falle bilden sich in der Schicht des Maximums von 1^2 stationäre Rotoren oder Wirbel in der Wellenströmung, welche mit großen Vertikalgeschwindigkeiten der Luft ungewöhnliche Turbulenz hervorrufen.

Abbildung 18 zeigt den Verlauf des Faktors 1^2 in Abhängigkeit von der Höhe und die entsprechende Wellenströmung mit den Rotoren.

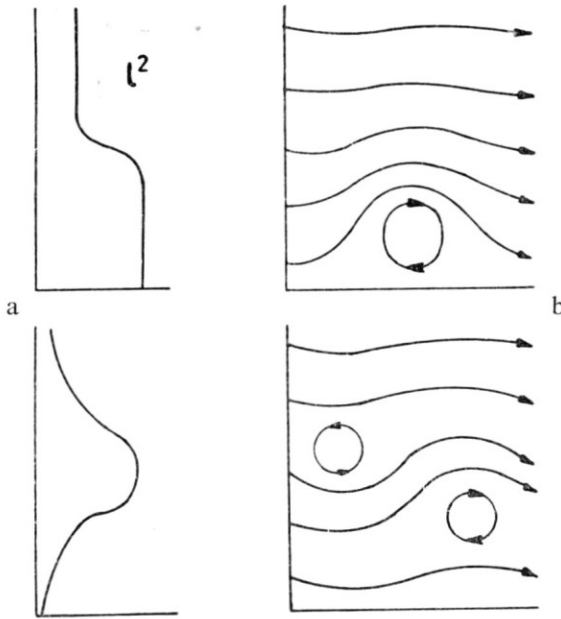


ABB. 18. Rotoren in Abhängigkeit von 1^2 nach R. S. Scorer.

Abbildung 18a gibt Maximalwerte von 1^2 in der Bodenschicht und einen entsprechenden Bodenrotor, Abbildung 18b die Rotorströmung in der Höhe, zusammenfallend mit dem Maximum von 1^2 . Da 1^2 bei geringerer vertikaler Temperaturabnahme oder mit großer Stabilität der Atmosphäre und abnehmender Windgeschwindigkeit wächst, bilden sich Höhenrotoren am häufigsten in der Tropopause.

Bisher sind die von J. Küttner über der Sierra Nevada festgestellten großen Geschwindigkeiten, die einzigen Registrierungen der Tropopausen-Turbulenz der Wellenströmung (Abb. 17). Untersucht man nach der vorliegenden Radiosonde die Bedingung, unter welchem sich die in Abbildung 19 wiedergegebene Wirbelwalze in der Leeströmung der Front-Rockies bei Denver gebildet hat, so findet man übereinstimmend mit der Theorie von R.S. Scorer, daß diese turbulente Wirbelwalze der Wellenströmung ebenfalls in der Schicht des ausgeprägten Maximum von 1^2 liegt (Abb. 20).

Wie bereits der vorausgehend angeführte Meßflug des Flugzeuges DH-Comet 3 gezeigt hat, werden auf der Ostseite der Britischen Inseln im Lee der Gebirge bei den vorherrschenden allgemeinen Westwinden

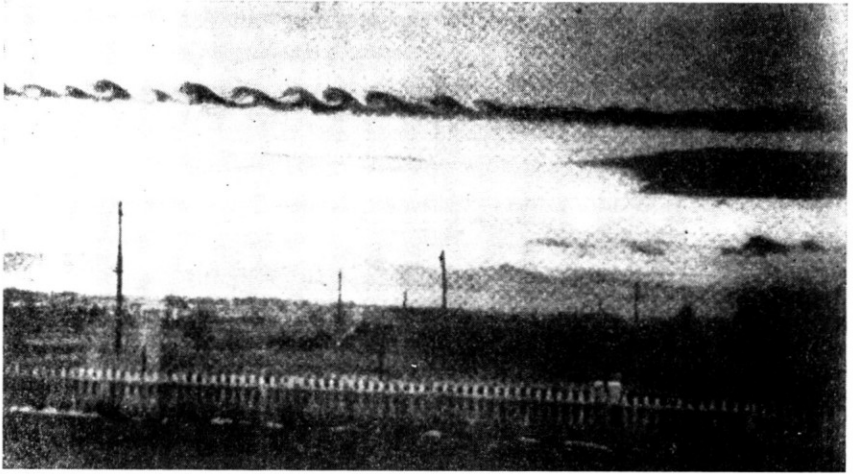
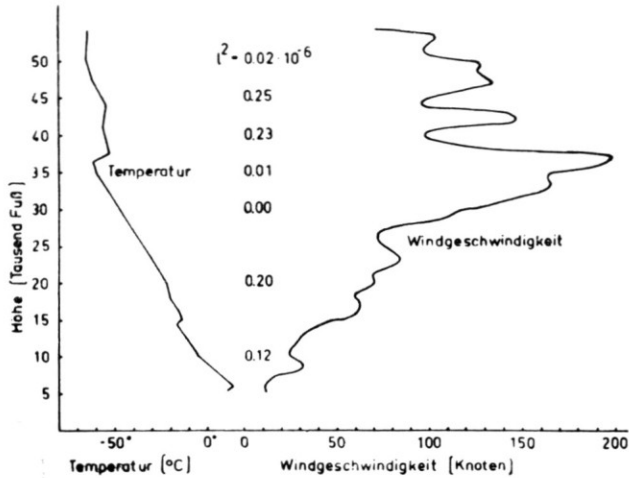


ABB. 19. Wirbelwalze im Lee der Front-Rockies bei Denver nach einer Aufnahme von P. E. Branstine.

besonders häufig stationäre Leewellen festgestellt. Demgemäß liegen auch die meisten Berichte über Wellenturbulenz des Jet stream vom britischen Piloten vor. Ungewöhnlich starke Wellenturbulenz wurde am 15.4.1954



Windprofil und Temperaturverteilung nach der Höhe
in LOWRY FIELD am 14.2.1953

ABB. 20.

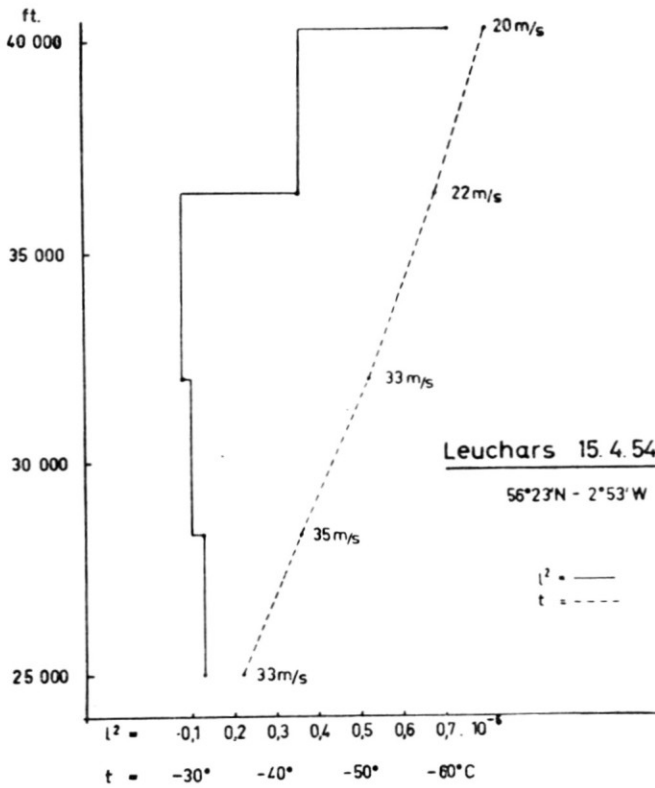


ABB. 21.

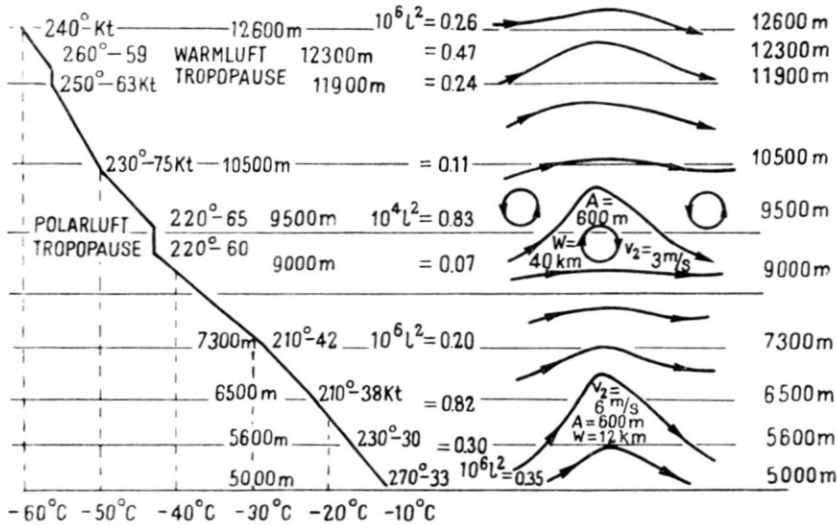


ABB. 22. München 4.X.1956, 2h.

im Lee der Gebirge Schottlands beobachtet⁽¹⁸⁾. Ein Canberra-Flugzeug wurde in 40.000 ft in der Kurve auf den Rücken geworfen und stieg in dieser Lage noch 500 ft. Andere Flugzeuge, die im gleichen Gebiet geflogen sind, haben Vertikalgeschwindigkeiten der Luft von 15 m/sec festgestellt. Auch in diesem Falle ist die Wellenturbulenz mit einem ausgeprägten Maximum von 1^2 in der oberen Grenzschicht des Jet stream verbunden (Abb. 21).

Es ist bisher noch nicht gelungen, über den Alpen das Auftreten von Höhenrotoren und der damit verbundenen Wellenturbulenz durch Flugmessungen nachzuweisen. Bestimmt man jedoch nach Radiosondenaufstiegen den Faktor 1^2 in Abhängigkeit von der Höhe für dieses Gebiet, so stellt man fest, daß auch in der Wellenströmung der Alpen bei Föhnlagen ausgeprägte Maxima von 1^2 in Tropopausenhöhe vorkommen (Abb. 22), und demgemäß schwere Jet-Turbulenz auch über diesem Gebirge erwartet werden muß.

Allgemein kann man sagen, daß Turbulenz der Wellenströmung über Gebirgen am wahrscheinlichsten ist, wenn zwei Tropopausen, eine untere Polarluft- und höhere Tropikluft-Tropopause gleichzeitig auftreten, da in diesem Falle die thermischen Stabilitätsbedingungen der Atmosphäre für ein Maximalwert von 1^2 am günstigsten sind.

Literaturangabe

1. NERVIERE, E., *Relations entre les courants rapides et les types de temps en Afrique Equatorial*. Monogr. de la Mët. Nac. No. 14 (1959) Paris.
2. NAMIAS, J. und CLAPP, P. F., Confluence theory of the high-tropospheric circulation.
3. RAETHJEN, P., *Journ. of Met.* **6** (1949) p. 330–336. *Über die Bedeutung der Konvektion für die Entstehung des Jet stream und seine Trogströmung*. Intern. wissenschaftl. Kongress über Jet stream und Wellenströmung. Politecnico di Torino, 1959, S. 25.
4. CHAMBERS, C., *Jet stream and clear air turbulence*. Intern. Scientif. Congress, Politecnico di Torino 1959, p. 7.
5. GRIFFITHS, P. S., Upper winds over Trinidad. *Met. Mag.* **81** (1955) p. 57.
6. WEBER, F., Monographie der Strahlströme. *Forschungsbericht Nr. 5*, Deutsche Forschungsanstalt für Segelflug, 1959.
7. DAVIS, N. E., A successful transatlantic crossing in a jet stream. *Met. Mag.* **83** (1954) p. 270.
8. SCORER, R. S., Comments on two possible explanations of clear air turbulence. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc.* **87**, 449 (1952).
9. BRIGGS, J., Turbulence associated with a jet stream. *Met. Mag.* **89** (1952) p. 49.
10. CHAMBERS, E., (a.a. 0-4.)
11. RADOK, U. and CLARKE, R. H., Some features of the subtropical jet stream. *Beitr. z. Physik der Atm.* **31** (1958) S. 92.
12. BERENGER, N. und HEISSAT, J., Contribution à l'étude statistique et météorologique de la turbulence. A météorological analysis of clear air turbulence. *Geoph. Res. Papers* No. 47. Air Force Cambridge Res. Center (1956).

13. Lake, H., A meteorological analysis of clear air turbulence. *Geoph. Res. Papers* No. 47, Air Force Cambridge Res. Center (1956).
14. BUXTON, E. B. and CHANDLER, C. L., Weather on the North Atlantic and jet airliner operation. *Proc. of the 2. Nat. Turbine Powered Air Transp. Meeting.*
15. GOTTAAS, Y., Mountain waves over Southern Norway, July 26, 1956. *Met. Mag.* (1958) S. 170.
16. KÜTTNER, J. und JENKINS, C. F., Flight aspects of the mountain wave. *Geophys. Res. Pap.* No. 35. Air Force Res. Center (1953).
17. SCORER, R. S., Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. Journ. Roy. Met. Soc. London* 75 (1949) p. 41.
18. JONES, D. C. E., Exceptionally severe clear air turbulence and other phenomena on April 14, 1954, 84 (1954) p. 166.

DISCUSSION

Bei der Diskussion des Vortrages von Prof. Dr. Walter Georgii sagte Prof. Dr. Ing. Varela Cid von der Technischen Hochschule Lissabon folgendes:

Herr Präsident, meine Damen und Herren!

Prof. Ackeret hat sich sehr ausführlich über die Bedeutung des Jet stream-Problems geäußert, sodass ich persönlich zu dem eigentlichen Thema nichts mehr beizutragen brauche.

Ich möchte mich jedoch dahingehend äussern, dass diese Jet stream Forschung ein sehr grosses Pionierwerk bedeutet, wie viele andere Arbeitsgebiete, welche von Prof. Georgii bearbeitet worden sind.

Ich glaube, dass diese Arbeit viel zum Wohl der gesamten Luftfahrt und ihrer künftigen Entwicklung beitragen wird.

Wir hoffen, dass eine genaue Vorhersage des Jet stream qualitativ, quantitativ und genau lokalisiert, verwirklicht wird. In diesem Falle wird diese Vorhersage durch die Kenntnisse einer sicheren und geeigneten Navigation und mit Hilfe von besonderen Geräten, Instrumenten und auch Einrichtungen für automatische Steuerung eine überraschende Steigerung der gesamten Luftfahrt zur Folge haben. Wir werden dann die Zunahme der Geschwindigkeiten, Verbesserung der wirtschaftlichen Beziehungen und somit Einwirkungen auf die Zivil- und Militärluftfahrt beobachten.

Wie Prof. Georgii ausgeführt hat, werden noch weitere Messungen benötigt. Ich bin bereit, meine persönliche Hilfe von Portugal aus anzubieten, um die Wünsche von Prof. Georgii und des Kongresses für die notwendigen Messungen auf dem Gebiete des Jet stream in tropischen und subtropischen Räumen zu verwirklichen.

Ich werde mich bemühen, die Unterstützung für die dazu notwendigen Flüge zwischen Dakar, den Capverdischen Inseln und Lissabon zu erhalten.

Dieser Vorschlag wurde vom Kongress und seinem Ehrenpräsidenten, Prof. Dr. von Kármán, mit Beifall aufgenommen.