Strahlströmung und Böenlinie

Von Prof. Dr. Walter Georgii, München

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

Den Begriff der Strahlströmung erläutert anschaulich das Beispiel vom 10. Dezember 1954. Es stellt einen SW-Strahlstrom über Emden und Wiesbaden dar. Im Niveau 400 mb, angenähert in 7 km Höhe, setzt in der unteren Grenzschicht des Strahlstroms eine starke Geschwindigkeitszunahme von 130 km/h auf 240 km/h ein (Abb. 1). Der Kern des Strahlstroms mit 240 km/h liegt zwischen 350 und 250 mb (8 bis 9 km Höhe). Darüber nimmt in der oberen Grenzschicht die Geschwindigkeit sehr schnell auf 100 km/h bei 170 mb (10,7 km) ab.

Dieses Beispiel eines Höhenstrahls gibt einen sehr guten Einblick in das Turbulenzproblem der Strahlströme. Abbildung 2 gibt den Verlauf der Temperatur-Druckkurve des 10. Dezembers 1954 wieder. Die Kurve beschränkt sich auf die Verhältnisse oberhalb 600 mb. In 400 mb (7 km) beginnt eine Schicht nahezu konstanter Temperatur bis 8 km Höhe. Es ist die Tropopause vorherrschender Polarluft. In größerer Höhe, in 8,9 km, beginnt eine zweite Schicht konstanter Temperatur mit der Höhe. Diese Schicht bildet die Tropopause vordringender Tropikluft. Es liegt also zur Zeit der Strahlströmung vom 10. Dezember 1954 über Emden der Fall vor, daß gegen eine Polarluftmasse Tropikluft vordringt und im Übergangsstadium zwei Tropopausen, eine untere wärmere (—43° C) Polarluft- und obere kältere (—62° C) Tropikluft-Tropopause, vorherrschen. Zwischen beiden Schichten entsteht beim Luftmassenwechsel vorübergehend eine thermisch instabile Schicht in 8 bis 8,9 km. Der vertikale Temperaturgradient dieser Schicht ist überadiabatisch. Es errechnen sich aus der Instabilität Vertikalgeschwindigkeiten der Luft bis zu 10—12 m/s. Bei einer Strahlgeschwindigkeit von 250 bis 270 km/h in 8 bis 9 km bedingen derartige Vertikalgeschwindigkeiten starke thermokonvektive Turbulenz im Kern der Strahlströmung.

Die aerologische Station Schleswig hat am 11. Mai 1956 serienmäßige Radarwindmessungen im Abstand von je 15 Minuten von 8 bis 14 Uhr durchgeführt und die Ergebnisse dem Verfasser zum Studium des Turbulenzproblems der Strahlströmung dieses Tages zur Verfügung gestellt (Abb. 3).

Ganz allgemein ergibt sich, daß eine Kernströmung des Strahls mit geringen Geschwindigkeitsschwankungen zwischen 8 und 10 km und eine untere und obere Grenzschicht mit größeren Geschwindigkeitsschwankungen zwischen 6 und 7 bzw. 11 und 12 km unterschieden werden kann. Die Messungen zeigen aber weitere wesentliche Merkmale. Die Struktur des Strahlstroms ist zwischen 8 und 10 Uhr eine andere als zwischen 10 und 13 Uhr.

Von 8 bis 10 Uhr zeigen die untere und die obere Grenzschicht erhebliche Geschwindigkeitsschwankungen. In der unteren Grenzschicht ergeben sich Unterschiede zwischen 35 und 65 Knoten, in der oberen zwischen 35 und 72 Knoten.

Nach 10 Uhr ändert sich die Struktur der Grenzschichten und ihrer Turbulenz. Die Geschwindigkeit der Strömung hat in den Grenzschichten zugenommen, die Schwankungen der Geschwindigkeit haben dagegen erheblich abgenommen. Die Kernströmung erscheint auch nach 10 Uhr noch quasilaminar, zeigt aber eine Abnahme der Strahlgeschwindigkeit von 100 auf 80 Knoten. Zunahme der Geschwindigkeit in den Grenzschichten und Abnahme im Kern der Strömung weisen auf verstärkten Austausch zwischen Kern und Grenzschicht hin. Die Prüfung der aerologischen Verhältnisse am 11. Mai 1956, um 2 und 14 Uhr, in Schleswig, also zur Zeit der Radarwindmessungen, zeigt, daß um 2 Uhr noch die niedrige Polarlufttropopause des Vortages vorherrscht, obwohl bereits ein starker Warmluftvorstoß zwischen 6,4 und 8,5 km Höhe erfolgt ist (Abb. 4). Innerhalb der sehr stabilen Schichtung der Atmosphäre zwischen 6,4 und 12 km herrscht in den Grenzschichten des Strahlstromes Scherungsturbulenz, welche die großen Geschwindigkeitsschwankungen der Grenzschichtströmung zwischen 8 und 10 Uhr auslöst.

Die Radiosonde von 14 Uhr zeigt dagegen, daß sich im Verlauf des Vormittags der Wärmeeinbruch weiter durchgesetzt hat. Hierbei ist die niedrige Polarlufttropopause beseitigt und in die hohe (12 km) Tropiklufttropopause übergegangen, wobei das vertikale Temperaturgefälle allgemein zugenommen hat und zwischen 10,4 und 11,9 km Höhe instabil geworden ist, in analoger Weise zum Beispiel vom 10. Dezember 1954. Hierdurch ist stärkere thermokonvektive Turbulenz zwischen 10,5 und 12 km Höhe eingetreten.

Beide aufgeführten Beispiele stimmen damit überein, daß Instabilität der Strahlströmung als Begleiterscheinung eines Warmluftvorstoßes mit gleichzeitiger Tropopausenänderung eingetreten ist.

Während die hierdurch bedingte Turbulenz des Strahlstromes an Höhenfronten gebunden ist und sich mit diesen verlagert, kann Turbulenz der Strahlströmung auch ortsfest auftreten, und zwar im Lee von Gebirgen. In diesem Zusammenhang muß an Berichte über ungewöhnliche Turbulenzvorgänge erinnert werden, von welchen Canberra-Düsenflugzeuge im Lee der Gebirge Mittelenglands und der australischen Alpen bei Sydney heimgesucht worden sind. Auch der Flugweg des DH 106-Comet-Flugzeuges ist nicht minder instruktiv (Abb. 5). Die Strahlstromgeschwindigkeit betrug am 14. November 1949 über der Ostküste Großbritanniens etwa 130 kts/h in 10 bis 12 km Höhe. Wie die Abbildung zeigt, fiel der Flug an diesem Tag ebenfalls mit dem Vorstoß einer Warmfront zusammen, die eine Tropopausenänderung bedingt, so daß vorübergehendes Auftreten von zwei Tropopausen und hierdurch bedingte Instabilität der Strahlströmung mit entsprechender thermokonvektiver Turbulenz angenommen werden kann.

Aus Abb. 5 geht aber weiterhin hervor, daß die maximale Turbulenz (schraffiertes Gebiet) mit Beschleunigungen bis zu 3 g über der Ostküste Englands im Lee der dortigen Gebirge aufgetreten ist.

Diese ortsfeste Turbulenz der Strahlströmung muß mit stationären Wellen in Zusammenhang gebracht werden, die in der Leeströmung von Gebirgen bei hinreichend großen Windgeschwindigkeiten entstehen.

Wesentlich ist nun, daß diese stationäre Wellenströmung in ähnlicher Weise durch eintretenden Luftmassenwechsel

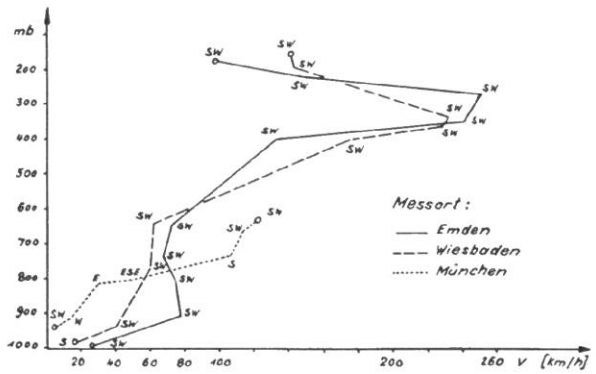

Abb 1. SW-Höhenstrahl am 10. Dezember 1954

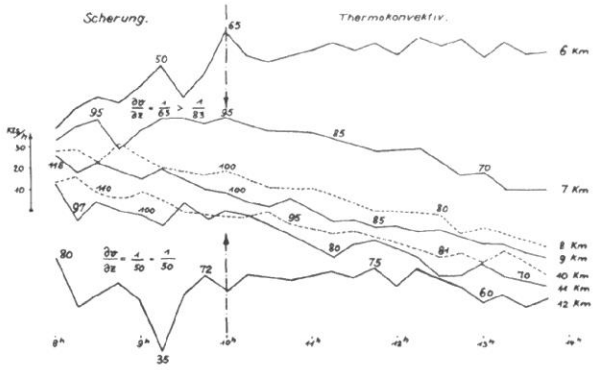

Abb. 3. Geschwindigkeit der Luftströmung zwischen 6 und 12 km Höhe nach Radarmessungen im Abstand von 15 Minuten, 11. Mai 1956, 8—13 Uhr

mit entsprechender Tropopausenänderung instabil wird, wie voraufgehend der Eintritt thermokonvektiver Instabilität der Strahlströmung beim Vorstoß einer Höhenwarmfront nachgewiesen worden ist.

Über den Alpen entwickelt sich eine stationäre Wellenströmung bei Föhn, sofern die Windgeschwindigkeit in der Höhe etwa der Strahlstromgeschwindigkeit gleichkommt.

Einer stabilen stationären Wellenströmung entspricht die stabile, instabilen Wellen die instabile Föhnphase. Die stabile Föhnphase beobachten wir in den Alpen bei SE-Strömung kontinentaler Festlandsluft. Mit einer Drehung des Windes in der Höhe auf Südwest setzt die instabile Föhnphase ein, die wiederum mit einer Tropopausenänderung verbunden ist.

Am 19. Oktober 1955 hat O. Hegetschweiler mit einer Cessna 180 im Lee der Silvretta einen Wellenflug bei stabiler Föhnphase durchgeführt (Abb. 6). Im Bereich der vorherrschenden Festlandsluft lag die Tropopause an diesem Tag im Niveau 250 mb. Am 20. Oktober ist mit vordringender warmer maritimer Tropikluft die Tropopause auf das Niveau 200 mb gehoben worden und Instabilität der Wellenströmung eingetreten.

Anschaulich wird die Struktur der instabilen Wellenströmung über Gebirgen durch Abb. 7 wiedergegeben. Auch hierbei ist der Übergang von niedriger warmer zu hoher kalter Tropopause, also etwa winterlicher Festlands- zu maritimer Tropikluft angenommen worden. Die Wellenströmung ist in diesem Falle stabil bis zur unteren Tropopause, wird aber in der thermisch labilen Zwischenschicht zwischen niedriger und hoher Tropopause instabil und geht in thermokonvektive Umlagerungswalzen über, die bei dem herrschenden Temperaturgefälle Vertikalgeschwindigkeiten über 10 m/s aufweisen und zwischen 9 und 11 km starke Turbulenz des Strahlstromes über dem Gebirge auslösen müssen.

Auf diese Weise lassen sich auch die Ergebnisse des Segelfluges von J. Küttner am 18. Dezember 1951 über der Sierra Nevada in Kalifornien erklären. Die Registrierungen der Abb. 8 lassen deutlich den Übergang von stabiler zu instabiler Wellenströmung erkennen. Der Verlauf des Höhendiagrammes oberhalb 11 km sowie insbesondere die Größe und die Schwankungen der Vertikalgeschwindigkeit ab 15 Uhr 56 gleichen durchaus entsprechenden Kurven bei thermokonvektiver Instabilität in unteren Schichten und dürften deshalb auch in diesem Fall in Zusammenhang mit erfolgtem Tropopausenwechsel, analog der Abb. 7, gestanden haben.

Die voraufgehenden, für das Turbulenzproblem der Strahlströmung abgeleiteten Ergebnisse haben für eine weitere, für den Luftverkehr nicht minder beachtenswerte atmosphärische Erscheinung, die sog. Böenlinie oder Squall-Line, besondere Bedeutung.

Die ersten Untersuchungen über die Zusammenhänge des Jet-Stream und der Squall-Line hat der Verfasser in Argentinien durchgeführt. Die Ableitung des mittleren zonalen Windsystems über Argentinien im Sommer (Abb. 9) zeigt auf 34° SB in der Höhe zwischen 7 und 10 km Höhe eine deutlich begrenzte Schicht größerer Windgeschwindigkeit. Diese Schicht, welche in den Einzelfällen wesentlich höhere Geschwindigkeiten erreicht, bildet die sommerliche subtropische Strahlströmung Argentiniens, die in Übereinstimmung mit andern Erdteilen auch in Südamerika auf dieser Breite

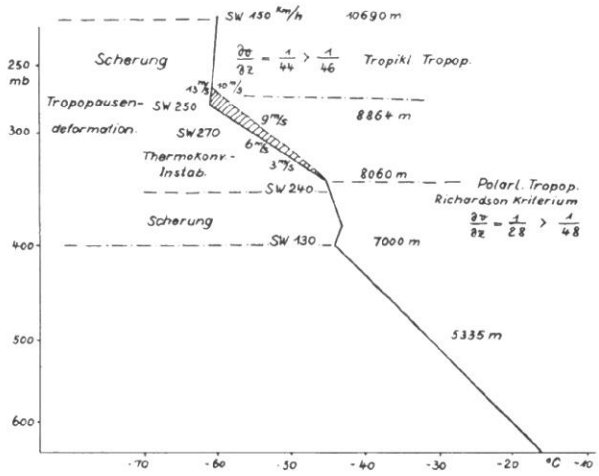

Abb. 2. Temperatur-Druckkurve Emden, 10. Dezember 1954

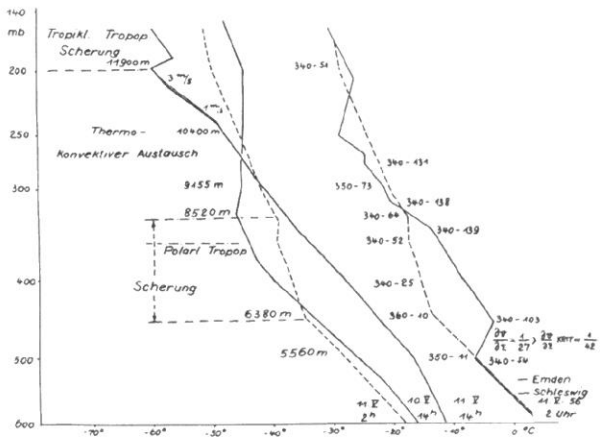

Abb. 4. Temperatur-Druckkurven Schleswig, 10. Mai 1956, 14 Uhr, bis 11. Mai 1956, 14 Uhr, und Emden, 11. Mai 1956, 2 Uhr

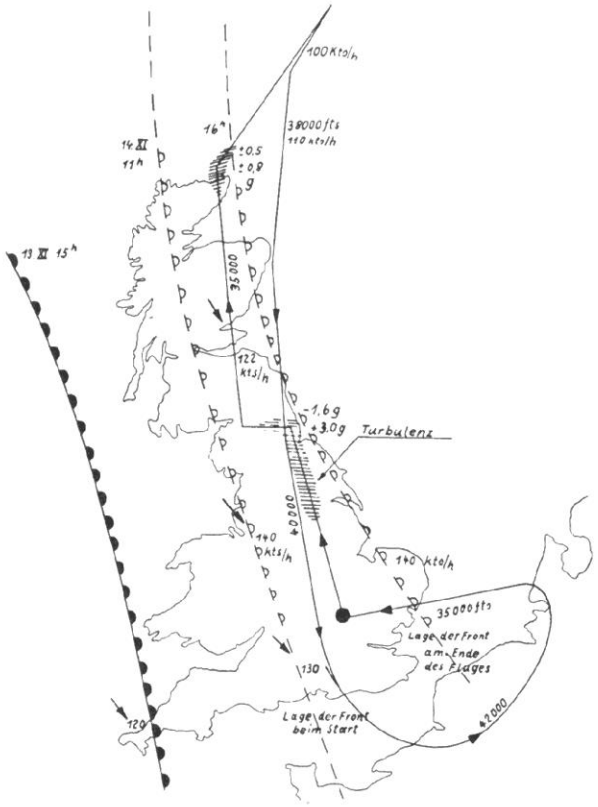

Abb. 5. Flugbahn des DH 106-Comet-Flugzeuges, 14. November 1949, 10.45 bis 16.30 Uhr, über der Ostküste Großbritanniens. Windgeschwindigkeit 130 km h

angetroffen wird. Abb. 9 zeigt weiterhin, daß die Strahlströmung vor einer auffallenden Schicht geringer Windgeschwindigkeit liegt. Diese Schicht geringer Strömungsgeschwindigkeit kommt dadurch zustande, daß in diesen Breiten im Sommer die Westwindkomponente häufiger von der Ostströmung des argentinischen Monsuns abgelöst wird, wodurch der Mittelwert der zonalen Windgeschwindigkeit herabgesetzt wird. Diese windschwache Schicht kennzeichnet somit die argentinische Monsunfront auf 36° SB. Südlich der Monsunfront erfolgt wieder eine Zunahme der Windgeschwindigkeit, die der Kaltfront des Pampero angehört.

Drei Faktoren, nämlich:

das Auftreten der Strahlströmung zwischen 7 und 10 km Höhe,

die südlich anschließende Monsunfront,

die gegen den Monsun von Süden vordringende Pampero-Kaltfront,

wirken zusammen, um über Zentralargentinien im Sommer eine in ziemlich regelmäßiger 14täglicher Folge wiederkehrende schwere Unwetterfront auszulösen, und zwar eine präfrontale Böenlinie oder Squall-Line.

Das Zusammenwirken der Squall-Line und der Pampero-Kaltfront in der Bodenschicht veranschaulicht Abb. 10. Gegen die vom Atlantischen Ozean eingedrungene Monsunströmung (maritime Übergangsluft = mPt) dringt in der Squall-Line von Norden maritime und kontinentale Tropikluft (= mT und cT) vor. Die Squall-Line schreitet der Pamperofront in einem Abstand von 400 km voraus. Das Zwischengebiet zwischen Squall-Line und Pamperofront bildet eine Unwetterzone schwerster Gewitter mit Hagel.

In der Vertikalen ergibt sich nach Flugzeugaufstiegen des Verfassers für diese Wettersituation die Luftmassenschichtung der Abb. 11. Der Monsun (mPt) schiebt sich in der Squall-Line unter die maritime Tropikluft (mT), die ihrerseits die kontinentale Tropikluft (cT) emporhebt. Bei dieser Luftmassenschichtung, bei welcher feuchtlabile Luft in höhere trockenlabile Luftmassen emporsteigt, entsteht starke konvektive Instabilität, durch die eine mächtige Kumulonimbusfront längs der Squall-Line emporwächst, die alle Gefahren stärkster Turbulenz, schweren Hagels und heftiger elektrischer Ladungen in sich birgt.

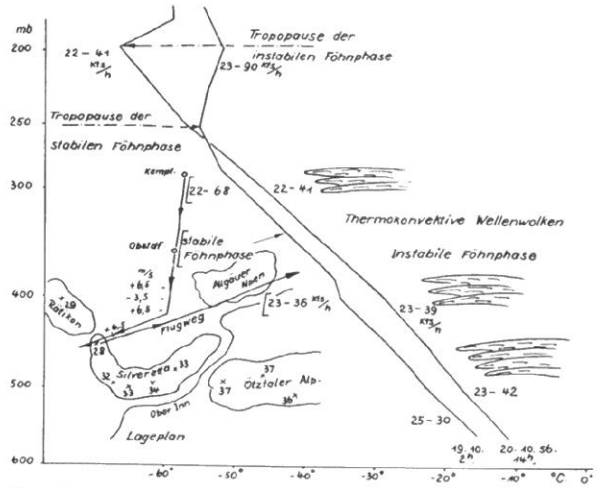

Abb. 6. Temperatur-Druckkurven, München, 19. Oktober 1956, 2 Uhr, und 20. Oktober 1956, 14 Uhr

Die Cap Verde-Wirbel werden von einer Strahlströmung südlicher oder nördlicher Richtung gesteuert und treten ebenfalls in Verbindung mit Squall-Lines auf. Bei ihnen treffen in der Grundschicht die Saharaluft des Harmattan, der äquatoriale Südwestmonsun und die polare Luftmasse des Passates zusammen.

Europäische Squall-Lines sind auch nicht so selten, wie man aus ihrer bisherigen geringen Beachtung annehmen sollte. Sie bilden vorwiegend eine Erscheinung des Frühlings und Frühsommers und entstehen ebenfalls beim Auftreffen maritimer auf kontinentale Tropikluft, das präfrontal dem Einbruch maritimer Polarluft voraufgeht (Abb. 13).

R. Schneider und G. Gensler haben in der «Aero-Revue» 1940 eine derartige Squall-Line beschrieben, deren Unwetter großen Schaden über der Nordschweiz hervorgerufen haben. In der gleichen Zeitschrift berichtet E. Berger über einen kritischen Segelflug, den er vor der Front dieser Squall-Line durchgeführt hat.

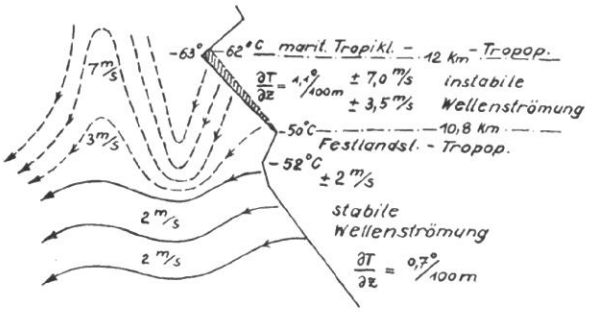

Abb. 7. Schema stabiler und unstabiler Leewellen beim Übergang der Tropopause winterlicher Festlandsluft (SE) zur Tropopause maritimer Tropikluft (SW)

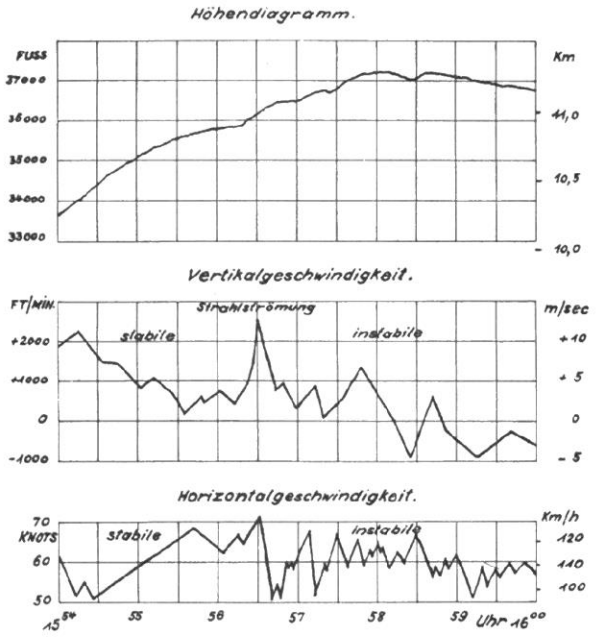

Abb. 8. Meßflug mit Segelflugzeug am 18. Dezember 1951

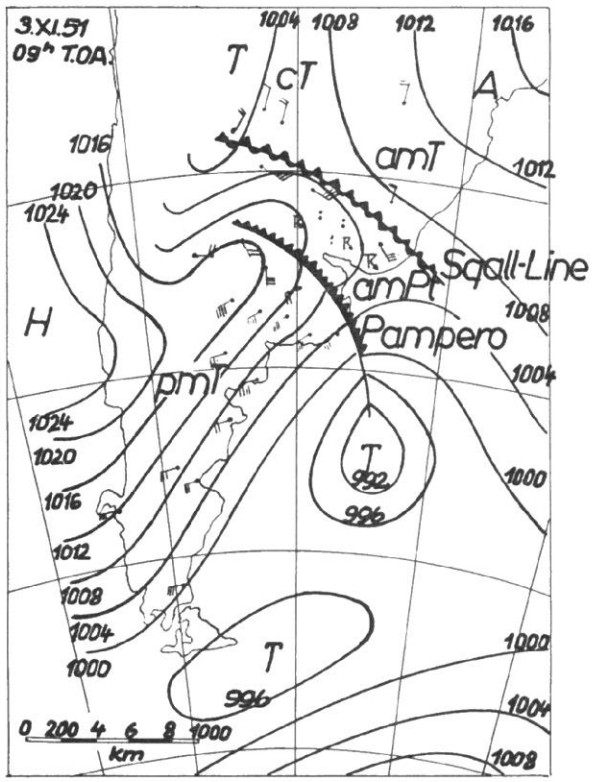

Abb. 10.

Jet-streams et lignes de grains

par Prof. Dr W. Georgii, Munich

Résumé:

L'auteur cite deux exemples de jet-streams observés en Allemagne et dans lesquels on peut constater l'existence de deux tropopauses, respectivement polaire (inférieure) et tropicale (supérieure). Si l'on observe dans l'axe du jet un écoulement peu turbulent, on constate par contre dans les couches marginales une turbulence forte qui ne s'explique pas toujours par l'existence d'un fort gradient de vent (shear), mais dans un certain stade d'évolution, aussi par l'apparition d'une couche thermiquement instable dans laquelle s'installe une circulation thermoconvective. Cette instabilité est liée à une poussée d'air chaud et à une modification de la tropopause. L'auteur se sert de sondages faits par radar à intervalles rapprochés et de radiosondages pour analyser cette évolution.

La turbulence décrite ci-dessus est liée à l'existence de fronts d'altitude, mais il peut également exister une turbulence liée au jet-stream due à l'orographie. L'auteur cite les observations faites en Angleterre et en Australie par les équipages d'avions Canberra et lors du vol d'un Comet sur la côte Est de l'Angleterre. Ce genre de turbulence doit être attribué à la formation d'ondes stationnaires. Celles-ci peuvent aussi devenir instables lors d'un changement de masse d'air accompagné d'une modification de la tropopause. Sur les Alpes, un écoulement ondulatoire stationnaire prend naissance par foehn, si la vitesse du vent atteint celle d'un jet-stream. Des ondes stables correspondent à la phase stable du foehn (courant d'air continental du SE). Lorsque le vent tourne au SW, le foehn entre dans une phase instable, également liée à une modification de la tropopause. Cette phase instable est accompagnée de la formation de courants thermoconvectifs dont les vitesses verticales sont de l'ordre de 10 m/s entre 9 et 10 km d'altitude.

L'auteur fait observer que ces constatations ont une importance pour l'aviation également en raison de leurs relations avec la présence de lignes de grains (squall lines). Ses premières observations de ces relations ont été faites en Argentine, en été. Le jet-stream subtropical qu'on y rencontre alors vers 34 degrés de latitude sud se situe au-devant d'une zone de vents très faibles, dont l'existence s'explique par le fait que la mousson argentine vient se substituer au courant normal d'ouest. Au sud de cette zone se trouve une zone de vents plus forts correspondant à la présence du front froid du pampero.

3 facteurs, à savoir: jet entre 7 et 10 km d'altitude, front dit de la mousson plus au sud, puis encore plus au sud le front du pampero, se combinent pour provoquer une zone de mauvais temps réapparaissant à des intervalles de 14 jours, constituée par

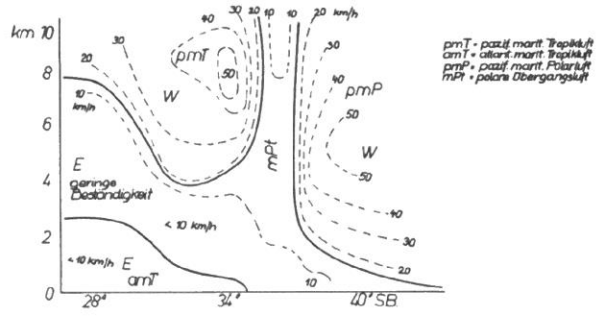

Abb. 9. Zonale Windkomponenten über Argentinien im Sommer, 28—40° SB

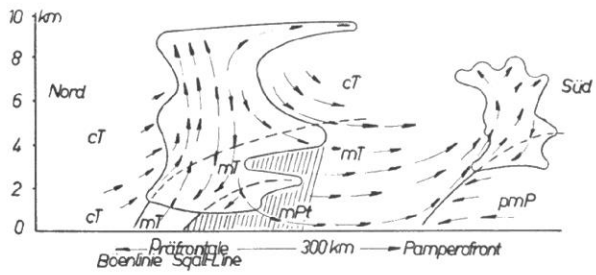

Abb. 11. Vertikalschnitt einer argentinischen Squall-Line

une ligne de grains. Celle-ci se trouve à environ 400 km à l'avant du front du pampero et produit du mauvais temps, avec de la grêle. Les mouvements verticaux y sont très intenses et se traduisent par la présence d'un puissant front de cumulonimbus.

Des phénomènes analogues s'observent aux USA et aux îles du Cap Vert. En Europe, des lignes de grains apparaissent fréquemment au printemps et au début de l'été. Elles précèdent les invasions d'air polaire maritime. La description d'un tel cas a été publiée en 1940 dans l'«Aéro-Revue Suisse» par Schneider et Gensler.

Jet Stream and Squall Line

By Prof. Dr. W. Georgii, München

Abstract:

Two cases of a jet stream over Germany are described, in which two tropopauses are observed, the lower one is the polar and the higher one the tropical tropopause. In the center of the jet there is negligible turbulence, but in the marginal zones a high degree of turbulence can be detected, which is not always explicable by the windshear only. It has to be attributed to the temporary existence of an unstable lapse rate in a layer where convection currents take place. The instability is the result of a warm invasion accompanied by a change in the tropopause scheme. Radar wind measurements made at short intervals and radiosondes help to analyse the evolution in upper air levels.

This kind of turbulence depends upon the existence of upper air fronts. Another kind of turbulence in the jet streams is due to orographic effects. Observations by Canberra's crews in England and Australia and the analysis of a Comet flight over the East coast of England support this view. The orographic turbulence in jet streams has to be interpreted in terms of the formation of stationary waves. The waves can become unstable in case of air mass changes with tropopause modification. Over the Alps stationary waves appear when the foehn is as strong as the jet stream. Stationary and stable waves correspond with the stable phase of the foehn (flow of continental air from the SE). They can become unstable as soon as the foehn turns toward SW and a change of the tropopause occurs. The unstable phase accompanies the generation of thermal currents reaching a vertical speed of 10 m/s between the levels 9 and 10 km.

These observations are not only important for aviation; they are also sometimes related to the appearance of squall lines. The subtropical jet is found during summer at a southerly latitude of 34°, just in front of a zone of weak winds, explained by the substitution of the Argentina's monsoon in place of the normal westerlies. More southwards, stronger winds are observed to be associated with the pampero front.

The following three causes are associated with the periodical appearance at interval of 14 days of a bad weather area which is a squall line: the jet stream between altitudes of 7 and 10 km, the monsoon front, the pampero front. The squall line lies about 400 km in front of the pampero front and is characterised by strong upcurrents, cumulonimbus and hail.

Similar phenomenons are observed in the USA and in the surrounding of the Cape Verde Islands. In Europe squall lines appear frequently in the spring and at the beginning of the summer. They precede the invasions of polar maritime air. A description of such a case has been published in 1940 in the "Swiss Aero Revue" by Schneider and Gensler.

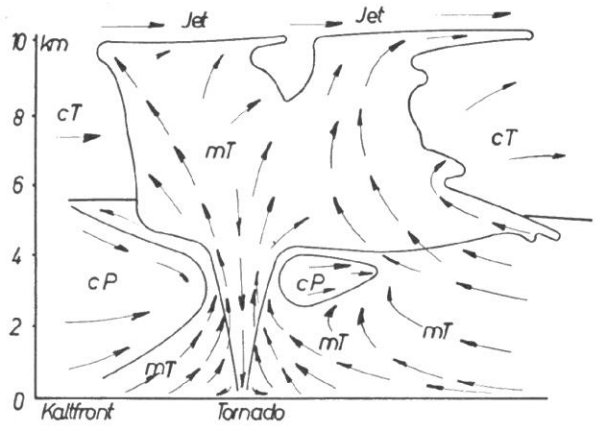

Abb. 12. Tornado

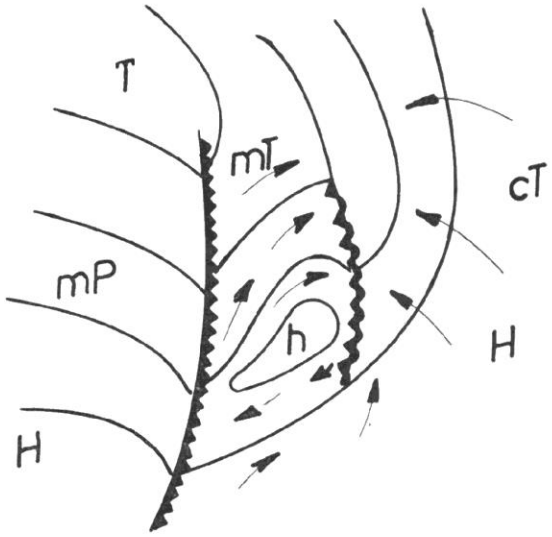

Abb. 13. Präfrontale Squall-Line in Europa

Separatdruck aus der OSTIV Section der «Schweizer Aero-Revue», Juni, Nr. 6/1957