

Deutscher Wetterdienst in der US-Zone

Zentralamt Bad Kissingen

Leiter: Prof. Dr. Ludwig Weickmann

Berichte

230381

des

**Deutschen Wetterdienstes
in der US-Zone**

Nr. 27

Beitrag zur Aerologie Argentiniens

von

Walter Georgii-Mendoza



Bad Kissingen, 1951

Inhalt:

1. Material. Aerologische Flugzeugaufstiege in Buenos Aires und Cordoba¹⁾.
2. Der mittlere Zustand der Atmosphäre im Sommer über Buenos Aires und Cordoba.
3. Vertikale Schichtung der Atmosphäre.
4. Pseudoinversionen und Pseudotemperaturgradienten.
5. Die Luftmassen Argentiniens im Sommer.
6. Analyse der Wetterluftmassen Argentiniens im Sommer.
7. Der obere Konvektionsraum über Mittel- und Nordargentinien.
8. Höhenflüge über Cordoba vom Dezember 1949 bis April 1950.
9. Die Pamperofront.
10. Der mittlere Zustand der Atmosphäre über Cordoba im Winter. Winterluftmassen.
11. Zusammenfassung.

¹⁾ Auszug aus einer Arbeit des Verfassers: Aparte a la aerología de la República Argentina. Veröffentlichung der Universität de Cuyo, Mendoza.

Beitrag zur Aerologie Argentiniens

von Walter Georgii-Mendoza

1. Material. Aerologische Flugzeugaufstiege in Buenos Aires und Cordoba.

Der Untersuchung der aerologischen Verhältnisse Argentiniens für das Gebiet von Buenos Aires und Cordoba liegen folgende Aufstiege zugrunde:

- I, 1) Aerologische Flugzeugaufstiege in Cordoba Dezember 1943 bis Mai 1945.
- I, 2) Höhenflüge von Prof. P. Mitties und dem Verfasser über Cordoba von Dezember 1949 bis April 1950.
- I, 3) Aerologische Flugzeugaufstiege während des 2. und 3. nationalen Segelflugwettbewerbes in Merlo bei Buenos Aires im Dezember 1948 und Februar 1950.
- I, 4) Meßflüge im Bereich der Sierra de Cordoba im Januar 1949.

Insgesamt standen für die Sommermonate Dezember bis März in Buenos Aires 16, in Cordoba 38 Aufstiege zur Verfügung. Für den Winter, Juni bis August, lagen nur in Cordoba 19 Aufstiege vor.

Die Aufstiege erlauben keine synoptische Bearbeitung, doch vermitteln sie einen ersten Überblick über die Luftmassen Argentiniens und gestatten die, zumindest für den Raum von Cordoba, für die Wettergestaltung im Sommer ausschlaggebenden Kaltluftenbrüche der Höhe aerologisch zu analysieren. Die allgemeine aerologische Bearbeitung der Flugzeugaufstiege vermag weiterhin eine fühlbare Lücke in der Aerologie des südamerikanischen Kontinentes auszufüllen.

Merlo, der Aufstiegsort von Buenos Aires, liegt unter 34°34' SB in 20 m Meereshöhe 35 km westlich von Buenos Aires. Für die Lage von Merlo ist wesentlich, daß es nur 30 km von der Küste des meerbusenartig erweiterten Mündungsbeckens des Rio de la Plata liegt und deshalb dem Einfluß dieser großen Wasserfläche unterliegt. Cordoba liegt unter 31°20' SB in 500 m Meereshöhe im zentralen Teil Argentiniens. Es hat demnach durchaus kontinentale Klimaverhältnisse.

Der Aufstiegsort liegt 10 km östlich der Sierra Chica, dem östlichen Gebirgskamm der Sierra de Cordoba, und 30 km östlich der Sierra Grande, dem Hauptkamm der Sierra de Cordoba. Die Sierra Chica ist 1200 m, die Sierra Grande 2200 m hoch. Beide Gebirgskämme haben nord-südliche Erstreckung.

2. Der mittlere Zustand der Atmosphäre im Sommer über Buenos Aires und Cordoba.

Für die Ableitung der aerologischen Mittelwerte wurden die Vormittagsaufstiege von 7—9 Uhr offizieller Zeit = 6—8 Uhr Ortszeit 60° westlich Greenwich benutzt. Die Höhengaufstiege bis 7000 m in Cordoba wurden normalerweise zwischen 11 und 13 Uhr offizieller Zeit ausgeführt. Das Flugzeug dieser Aufstiege hatte 350 km Geschwindigkeit, so daß an den Temperaturwerten eine Korrektur = -3,5° C = 80% der theoretischen Staudruck- und Reibungserhöhung der Temperatur unter Einfluß der Fluggeschwindigkeit angebracht worden ist.

Tab 1. Mittelwerte der Temperatur und der Temperaturgradienten für 500-m-Stufen. Sommer.

| a) Buenos—Aires | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|------|---------|------|--------|----------|
| Höhe: | 0.0 | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 km | | | |
| Anzahl d. Beobachtungen: | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 14 | 10 | 6 | 2 | 1 | | | |
| t_m : | 21.0 | 20.6 | 18.9 | 15.7 | 12.1 | 8.7 | 5.5 | 2.9 | -0.3 | -4.8 | -7.0 °C | | | |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$: | | .8 | .34 | .64 | .72 | .68 | .64 | .52 | .64 | .90 | .44 °C | | | |
| b) Cordoba | | | | | | | | | | | | | | |
| H: 0.0=0.5 km über Meer | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | 5.5 | 6.0 | 6.5 | 7.0 km | |
| Z. d. B.: | 38 | 38 | 38 | 38 | 33 | 32 | 31 | 29 | 18 | 6 | 5 | 3 | 2 | |
| t_m : | 16.5 | 18.8 | 16.3 | 13.9 | 11.2 | 8.2 | 5.0 | 1.3 | -1.7 | -3.5 | -6.7 | -9.1 | -11.4 | -13.6 °C |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$: | | .46 | .50 | .48 | .54 | .60 | .64 | .74 | .60 | .36 | .64 | .48 | .46 | .44 °C |
| c) t_m (Cordoba — Buenos—Aires) | | | | | | | | | | | | | | |
| $(t_m^{C} - t_m^{BA})$ | -4.1 | -0.1 | +0.6 | 1.8 | 2.5 | 2.7 | 2.1 | 1.6 | 1.3 | 3.5 | — | — | — | — °C |

Mit Ausnahme der bodenbeeinflussten Schichten, in denen sich besonders auch die Verspätung der Aufstiegszeit in Buenos Aires um 1 Stunde gegenüber Cordoba bemerkbar macht, ist Cordoba entsprechend seiner geographischen Breite, seiner kontinentalen Lage und dem Föhneinfluß der Sierra von Cordoba durchgehend wärmer als Buenos Aires. Verglichen mit entsprechenden Temperaturwerten gleicher Breite der atlantischen Küste Nordamerikas ist Buenos Aires in allen Höhen

1—2° kälter, ein Ergebnis, das nach den allgemeinen Bedingungen der atlantischen Küste Argentiniens auch zu erwarten ist.

3. Vertikale Schichtung der Atmosphäre.

Die Temperaturgradienten der 500-m-Schichten (Tab. 1) zeigen einige bemerkenswerte Unterschiede. Die Werte von Buenos Aires haben 2 Maxima der Tempe-

raturgradienten, und zwar von 1,5—2,0 km und von 4,0 bis 4,5 km Höhe. Cordoba zeigt ein Maximum in 3,5 bis 4,0 km Höhe. Ein weniger ausgeprägtes Maximum tritt noch zwischen 5,0—5,5 km auf. Nach den Mittelwerten der Temperaturgradienten folgt in Buenos Aires auf die stabile Bodenluftschicht des frühen Vormittags der untere vom Boden ausgehende Konvektionsraum, der nach dem Gang der Gradienten bis etwa 3000 m Höhe reicht. Das Maximum der Gradienten = 0,90° C von 4,0—4,5 km Höhe weist auf einen oberen Konvektionsraum hin, der nicht unmittelbar vom Boden beeinflusst wird.

In den Werten von Cordoba ist der untere Konvektionsraum, wenigstens nach den Morgenaufstiegen, sehr wenig ausgeprägt. Dagegen ist der obere Konvektionsraum in dem Gradientenmaximum = 0,74° C von 3,5 bis 4,0 km Höhe nachweisbar. Bei der Einschätzung der Bedeutung dieser Gradientenwerte ist zu berücksichtigen, daß die Mittelbildung über 500-m-Stufen die Einzelwerte erheblich ausgleicht. Die Einzelwerte lassen diese Unterteilung in einen unteren und oberen Konvektionsraum wesentlich deutlicher hervortreten.

Diese Unterteilung in 2 thermodynamisch nicht in unmittelbarer Verbindung stehende Konvektionsräume wird besonders hervorgehoben, weil sie für die argentinische Wettergestaltung von weittragender Bedeutung ist und deshalb auch das wesentliche Problem der vorliegenden Arbeit bildet.

Für die vertikale Schichtung der Atmosphäre ist weiterhin die Höhenlage der Temperaturinversionen und Isothermien maßgebend. Maximale Häufigkeitswerte der Schichtgrenzen weisen folgende Höhen auf:

Tab. 2. Höhen maximaler Häufigkeit von Schichtflächen.

(Absolute Höhen. Werte geringerer Häufigkeit sind eingeklammert.)

a) Buenos Aires.

0,0—0,5 1,2—1,4 2,2—2,4 (3,1—3,3) (4,6—4,7) km Höhe
0,0—0,8 1,5—1,7 2,6—2,9 (3,9—4,0) km Höhe

b) Cordoba.

0,5—0,8 1,3—1,4 2,4—2,6 3,6—3,8 (4,2—4,5)
(5,4—5,5) 6,7—6,9 km Höhe
= 0,0—0,3 über Boden.

c) Mittlere Höhen der Schichtflächen im Bereich des nordatlantischen Passates.

0,7 1,1 1,6 2,2 3,2 4,3 5,4 6,4 km Höhe

Wie schon aus zahlreichen Untersuchungen in anderen Gebieten bekannt ist, zeigt die Unterteilung der Troposphäre durch Inversionen eine weitgehende Übereinstimmung, wenn man von lokalen Einflüssen in den unteren Schichten absieht. Zu den lokalen Inversionen gehört zunächst die nächtliche Ausstrahlungsinversion unmittelbar über dem Boden. Die ungestörte Strahlungsinversion reicht in Buenos Aires bis 500 m, in Cordoba bis 300 m Höhe. Lokale Einflüsse, in Buenos Aires die Nähe des Rio de la Plata, in Cordoba die unmittelbare Nähe der Sierra, bedingen aber häufig eine vertikale Ausdehnung der Bodeninversion über die eigentliche Schicht der Bodenerkaltung hinaus. In Buenos Aires bedingt der Wechsel von Land- und Seewind eine wesentliche Modifikation der Bodeninversion, die sich unter diesem Einfluß häufig bis auf 1000—1200 m Höhe am Morgen erstreckt. Auch in Cordoba beeinflusst die Sierra Grande (2200 m) erheblich den nächtlichen Ausstrahlungsraum der Luft, der sich bis in die Höhe der Sierra erstreckt. Auf diese lokalen Verhältnisse der Bodeninversion wird später noch eingegangen werden.

Den Häufigkeitswerten der Inversionsschichten von Buenos Aires und Cordoba haben wir Vergleichswerte der Passatzzone des Nordatlantischen Ozean gegenübergestellt, weil dieses Gebiet geringste Oberflächenstörungen aufweist und stationäre Verhältnisse am besten wiedergibt. Die Übereinstimmung ist hinreichend, um von einer geordneten Unterteilung der Troposphäre sprechen zu können. Obwohl diese Unterteilung für viele Gebiete bekannt ist, liegt eine gültige Begründung dieser bemerkenswerten Erscheinung bisher nicht vor.

Auf Grund des Studiums der mit großer Regelmäßigkeit ablaufenden Wettergestaltung im Sommer in Cordoba, sehen wir die Erklärung darin, daß eine in der Stratosphäre erfolgende Kaltluftaktivierung den Ausgang dieser Unterteilung bildet. Dem stratosphärischen Kaltluftvorstoß folgt eine nach unten fortschreitende Labilisierung und nachfolgende Stabilisierung von Konvektionsräumen verschiedener Höhenlage. Die Grenzfläche zwischen Labilisierung und Stabilisierung oder zwischen Konvektion und Subsidenz bildet jeweils die Inversion. Der Labilisierung des hohen Konvektionsraumes der Ciu durch substratosphärischen Kaltluftvorstoß folgt seine Stabilisierung durch Subsidenz und Ausbildung der Subsidenzinversion des Cirrenniveaus. Nach unten fortschreitend labilisiert die Kaltluft der Höhe das Ac-Niveau mit nachfolgender Stabilisierung und Ausbildung der Inversion in 7,0 km Höhe. Auch der mittlere Konvektionsraum, der Cumulusraum zwischen 3,0 und 7,0 km, wird in gleicher Weise labilisiert und nachfolgend stabilisiert. Die Subsidenz in diesem Raum bildet die Inversion zwischen 2,0 und 3,0 km Höhe, welche den unteren Konvektionsraum, der vom Boden ausgeht, nach der Höhe begrenzt. Diese unterste Subsidenzinversion kennen wir auch aus anderen Breiten am besten als Gleichgewichtsgrenze zwischen Subsidenz und Konvektion. Ganz analog können wir auch annehmen, daß die Inversionsschichten in höherem Niveau jeweils die Grenze zwischen Subsidenz und Konvektion des entsprechenden Luftraumes sind.

Nach den vorliegenden Anschauungen stellt somit die geordnete Unterteilung der Troposphäre die verschiedenen Phasen eines nach unten fortschreitenden substratosphärischen Kälteeinbruches dar. Es ändert nichts an dieser Sachlage, daß diese Inversionen gleichzeitig Luftmassengrenzen sein können, da durch die Subsidenz und Konvektion lediglich Begrenzungen der Höhe bestimmt werden. Es ist selbstverständlich, daß diese geordnete Unterteilung in höheren Breiten erheblichen Änderungen unterworfen ist, und hier nur in Hochdruckgebieten und ihren Übergangsphasen oder in Mittelwerten deutlicher hervortritt. In niedrigeren Breiten, wie im Falle von Cordoba, treten noch die stationären Verhältnisse der subtropischen Hochdruckgebiete in der Regelmäßigkeit der troposphärischen Unterteilung stärker hervor.

Diese Anschauungen sind ausführlicher hier hervorgehoben worden, weil die dargelegten, stufenweise nach unten fortschreitenden Phasen der Kaltlufteinbrüche der Höhe in der späteren Diskussion der Höhenflüge über Cordoba noch besonders nachgewiesen werden.

Die bereits voraufgehend erwähnten Besonderheiten der Ausstrahlungsinversionen über Buenos Aires und Cordoba bedürfen noch einiger besonderer Hinweise.

In Buenos Aires treten 2 Höhen der Bodeninversion hervor, und zwar in 500 und 1000 m Höhe. Die Höhe 500 m entspricht der nächtlichen Abkühlung bei kontinentalen Winden südwestlicher bis nordwestlicher Richtung. Die 1000 m Bodeninversion hängt mit dem Land- und Seewindwechsel im Küstengebiet des Rio de la Plata zusammen. Der Aufstiegsort Merlo liegt 30 km von der Küste. Nachmittags gegen 3 Uhr Ortszeit erreicht der Riowind gewöhnlich Merlo. Nach Tagen mit Riowind zeigt die Bodeninversion am Morgen einen

charakteristischen Knick. Bis 500 m Höhe herrscht Temperaturzunahme, darüber bis 1000 m Höhe Isothermie. Diese Unterteilung der Inversion und die verhältnismäßig große Höhe der isothermen Bodenluftschicht ist darauf zurückzuführen, daß den reinen Strahlungsvorgängen noch Wärmeadvektion in der Nacht überlagert ist. Die Temperaturkurven vom 12. und 13. XII. 49 sind charakteristische Beispiele (Abb. 1). Die Windpfeile in den Morgen- und Nachmittagsaufstiegen veranschaulichen die advektiven Vorgänge.

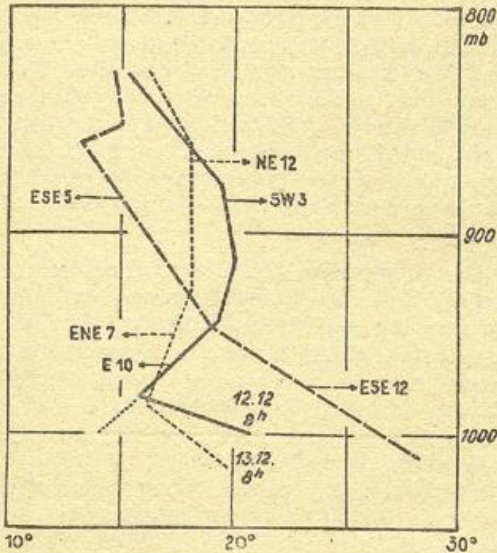


Abb. 1.

Am 12. XII. 49 morgens herrscht in der bodenerkaltesten Luftschicht bis 0,5 km Höhe Riowind mit E 10 m/s, darüber in der Isothermie Landwind mit SW 3 m/s, Am Nachmittag des gleichen Tages herrscht Riowind aus ESE in der ganzen Schicht bis 1300 m Höhe. Die Inversion in 1300 m ist die obere Grenze der Rioluftmasse. Gegenüber der nächtlichen Landwindströmung hat die Rioströmung am Tage eine Abkühlung von 4,5° C oberhalb 500 m gebracht. In der Nacht zum 13. XII. 49 setzt oberhalb 500 m Höhe wiederum Landwind aus NE ein, der den Rückgang der Temperatur am Nachmittag des Vortages wiederum durch einen Temperaturanstieg von 4,0° C kompensiert. Die ausgedehnte Isothermie am Morgen (12. und 13. XII.) stellt somit das in der Nacht hergestellte Gleichgewicht zwischen advektiven Wärmetransport und Ausstrahlung dieser Schicht dar. Dieser Windwechsel zwischen Rio und Festland erstreckt sich mindestens 70 km landeinwärts. Die etwa 1000 m mächtige Bodeinversion am Morgen und die Inversion in 1300 m am Nachmittag als obere Begrenzung der Rioströmung üben eine große stabilisierende Wirkung auf die konvektiven Vorgänge im Küstengebiet des La Plata aus und beeinflussen die Witterungsvorgänge hierdurch erheblich. Die Isothermie bis 1000 m Höhe ist nach Segelflugerfahrungen nicht vor 13 Uhr abgebaut. 2—3 Stunden später erfolgt bereits wieder Einbruch der Rioluft mit Ausbildung der Inversion in 1300 m Höhe, so daß die Bodenkonvektion sich nur in beschränktem Maße entwickeln kann.

Zahlreiche Aufstiege in Cordoba zeigen die Erscheinung einer sehr hohen Isothermie über dem Boden noch eindrucksvoller als die Aufstiege in Buenos Aires. Die in Abb. 2 angegebenen Beispiele weisen Isothermie praktisch bis 2,0 km Höhe auf. Selbst an mehreren aufeinanderfolgenden Tagen sind die Temperaturen nahezu gleich. Bei zahlreichen Aufstiegen dieser Art herrscht starke atmosphärische Trübung. Die Horizontalsicht ist oft auf 5 km herabgesetzt. Der Raum stärkster Trübung erstreckt sich nach Flugbeobachtungen bis etwa

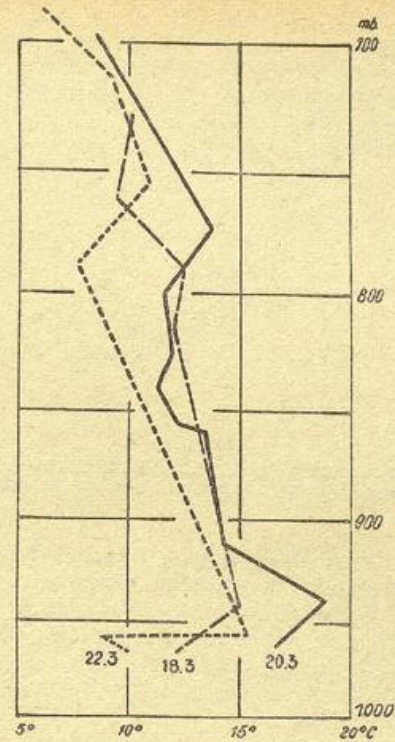


Abb. 2.

50 km östlich von Cordoba. Diese Erscheinung wird dadurch ausgelöst, daß sich bei der vorherrschenden Höhenströmung im Lee der Sierra ein Totluftbereich ausbildet. Die Isothermie am Morgen entspricht der Höhe des Totluftbereiches. Sie wird demnach dadurch hervorgerufen, daß sich in der Nacht Strahlungsgleichgewicht in der 2000 m mächtigen Schicht herstellt. Es ist selbstverständlich, daß trotz stärkster Sonneneinstrahlung eine so mächtige Isothermie erhebliche Zeit für ihre Beseitigung benötigt und hierdurch der untere Konvektionsraum von Cordoba ebenfalls nur geringe Aktivität am Tage erlangen kann.

4. Pseudoinversionen und Pseudotemperaturgradienten.

Aerologische Aufstiege mit Flugzeugen geringer Steiggeschwindigkeit können bei instabiler Atmosphäre und stärkeren Vertikalbewegungen der Luft im Temperaturdiagramm Inversionen und Isothermien oder stark überadiabatische Temperaturgradienten vortäuschen. Tatsächlich herrschen in diesem Falle horizontale Temperaturunterschiede vor, die durch aufsteigende, relativ warme und absteigende, relativ kalte Luft entstehen. Die Instrumente des Flugzeuges, welches im Steigflug beim Durchfliegen des Aufwindes beschleunigt, im Abwind verzögert wird, registrierten demgemäß im Aufwind geringe Temperaturänderungen mit der Höhe, dagegen im Abwind unverhältnismäßig große vertikale Temperaturgradienten.

Die mit einem Piperflugzeug im Januar 1949 in Cordoba durchgeführten Flüge zeigen mehrfach derartige Temperaturdiagramme. Unter Berücksichtigung der Druckregistrierung und bei Einhaltung konstanter Steiggeschwindigkeit = 2 m/s kann man, allerdings ohne große Genauigkeit, Werte der Vertikalbewegungen berechnen.

Am Aufstieg vom 13. I. 49 (Abb. 3) ist der außerordentlich große Gradient zwischen Punkt 0 und 1 dicht über der thermischen Bodengrenzschicht auf absinkende, relativ kalte Luft zurückzuführen ($v_z = -1,7$ m/s). Zwischen Punkt 1 und 2 und Punkt 4 und 5 fliegt das Flugzeug von relativ kaltem Abwind in wärmere aufsteigende Luft. Das Temperaturdiagramm täuscht diesen horizontalen Übergang nahezu als Iso-

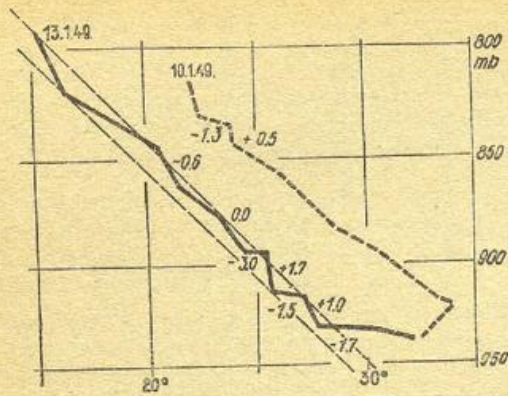


Abb. 3.

Temperaturdiagramme vom 10. I. und 13. I. 1949 von Cordoba mit Pseudoinversionen und Pseudogradienten.

thermie vor, beim Übergang in Abwind wiederum als ungewöhnlich großen vertikalen Gradient. Die durch Abwind bzw. Aufwind gestörten Meßpunkte liegen auf einer Geraden, der Adiabate, ein Zeichen, daß es sich in diesem Falle um durchgehende Auf- und Abwinde gehandelt hat. Der Aufstieg vom 10. I. 49 (Abb. 3) zeigt gleichartige Verhältnisse.

In den vorliegenden Fällen sind die Fälschungen der atmosphärischen Zustandskurve offensichtlich. Trotzdem ist es zweckmäßig auf diese Verhältnisse hinzuweisen, da im späteren Teil dieser Arbeit uns ähnliche Diagramme begegnen werden, bei denen mit Flugzeugen anderen Typs in Höhen von 4000 m die gleiche Erscheinung über große Höhererstreckung auftritt und leicht zu falschen Schlüssen führen kann, andererseits uns aber auch Aufschluß gibt über bemerkenswerte Vertikalbewegungen der Luft in diesen Höhen.

5. Die Luftmassen Argentinens im Sommer.

Im Rahmen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre liegt Argentinien im Sommer zwischen den stationären subtropischen pazifischen und atlantischen Hochdruckgebieten auf SB. Über dem Kontinent sind die beiden Hochdruckgebiete durch eine thermische Tiefdruckrinne getrennt, die sich über Zentralargentinien nach Norden erstreckt und das äquatoriale Tief Brasiliens mit den Tiefausläufern der polaren Tiefdruckrinne verbindet (Abb. 4). Diese allgemeinen Grundzüge der Luftdruckverteilung bestimmen die wesentlichen Luftmassen, welche den Witterungsablauf in Argentinien im Sommer bestimmen.



Abb. 4.

Folgende Luftmassen können wir nach den Aufstiegen von Buenos Aires und Cordoba unterscheiden:

T-Luftmassen: $\begin{cases} T_c = \text{kontinentale tropische Warmluft.} \\ T_m = \text{maritime tropische Warmluft.} \end{cases}$

P-Luftmassen: $\begin{cases} P_{mp} = \text{pazifische maritime Polarluft.} \\ P_{ma} = \text{atlantische maritime Polarluft.} \\ P_{mt} = \text{polare Übergangsluft.} \end{cases}$

Die T-Luftmasse kann längs der kontinentalen Tiefdruckrinne aus äquatorialen Breiten Brasiliens nach Argentinien gelangen. In diesem Falle handelt es sich um kontinentale Tropikluft (T_c). Ihr charakteristisches Merkmal ist sehr hohe Feuchtigkeit bei hohen Temperaturen. Taupunkttemperaturen von 25° C kommen in diesem Falle in Buenos Aires vor.

Bei größerer Ausdehnung des subtropischen atlantischen Hochdruckgebietes nach Westen über den Kontinent und Verflachung der kontinentalen Tiefdruckrinne nimmt die T-Luft ihren Weg vom subtropischen atlantischen Ozean über Südbrasilien nach Argentinien und kommt verhältnismäßig trocken hier an, da sie Feuchtigkeit an den Küstengebieten Südbrasilien verloren hat. In diesem Falle herrscht maritime subtropische Luftmasse (T_m) vor.

Schon die allgemeine Luftdruckverteilung (Abb. 4) läßt erwarten daß die Polarluftmassen am häufigsten von Südwesten als pazifisch-maritime Polarluft (P_{mp}) nach Argentinien gelangt. Da sie hierbei die Anden überschreiten müssen, kommen sie nach Ausfall ihres Niederschlages auf der chilenischen Seite als trocken-kalte Luftmassen nach Argentinien. Bis auf die Breiten von Cordoba und Buenos-Aires haben sie schon einen erheblichen Weg über den Kontinent zurückgelegt und hierdurch Eigenschaftsveränderungen erfahren. P_{mp} -Luft ist deshalb in diesen Breiten schon häufig gleichartig mit polarer Übergangsluft (P_{mt}). Eine charakteristische Fronterrscheinung der P_{mp} -Luft ist der argentinische Pampero.

Der Eintritt atlantischer maritimer Polarluft (P_{ma}) auf den argentinischen Kontinent erfordert eine besondere Umgestaltung der allgemeinen Luftdruckverteilung (Abb. 8a). Sie tritt deshalb seltener im Sommer, häufiger in den Übergangsjahreszeiten und im Winter auf. Da die P_{ma} -Luft ihren Weg über die kalte Malvinasströmung längs der Südküste Argentinien genommen hat und unmittelbar vom Ozean auf die flache Küste übertritt, kommt die P_{ma} -Luft als frische P_m -Luft an. Sie ist deshalb kälter und feuchter als die P_{mp} -Luft und nicht selten von charakteristischem Schauerwetter begleitet. Die atlantische P_{ma} -Luft kann auch bei südlicherer Lage des atlantischen Hochs mit Kern etwa auf 35° SB als Ostströmung (Abb. 8b) tief in den Kontinent eindringen. In diesem Fall hat Mittelargentinien Dauerregenfälle, im Spätwinter und Frühling auch Schneefälle, die nach Westen bis an die Anden gelangen und an den sonst regenarmen Osthängen der Anden anhaltende Niederschläge fallen lassen. Diese Wetterlage ist als Suestada bekannt.

Arktische Luftmassen sind im Sommer in den hier behandelten Breiten von Cordoba und Buenos Aires in den vorliegenden Aufstiegen nicht festgestellt worden.

6. Analyse der Wetterluftmassen Argentinens im Sommer.

Für die Analyse der Wetterluftmassen ist die Ableitung der potentiellen Äquivalenttemperatur eine geeignete Größe. Sie bildet einen konservativen Wert, der bei Zustandsänderungen der Luftmasse durch Vertikalbewegungen, Kondensation oder Verdampfung sich nicht ändert. Änderungen der potentiellen Äquivalenttemperatur lassen äußere Einwirkungen erkennen, Wärmezufuhr oder Entziehung durch Strahlung oder Advektion, durch Mischung von Luftmassen oder Bodeneinwirkung.

Um repräsentative potentielle Aequivalenttemperaturen für die verschiedenen Luftmassen ableiten zu können, wurden zunächst nur diejenigen Aufstiege von Buenos Aires und Cordoba herangezogen, welche möglichst in allen Höhen derselben Luftmasse angehören. Wenn hierdurch naturgemäß auch die Zahl der Aufstiege für eine bestimmte Luftmasse nicht unwesentlich

herabgesetzt wurde, hatte man doch größere Gewähr, repräsentative Temperaturen zu erhalten. Die Aufstiege mit Luftmassenschichtung sind in einem späteren Abschnitt besonders behandelt worden.

Die Ableitung der potentiellen Aequivalenttemperaturen ergab folgende repräsentativen Werte für die verschiedene Luftmassen:

| | | | |
|---|--|------------------------------------|------------|
| Tropisch-kontinentale Luftmasse | = T_c | Potentielle Aequivalent-Temperatur | = 60—70 °C |
| Tropisch-maritime Luftmasse | = T_m | " " " | = 50—59 °C |
| Pazifisch-maritime Polarluftmasse und polare Übergangsluft | = $\begin{cases} P_{mp} \\ P_{mt} \end{cases}$ | " " " | = 40—49 °C |
| Atlantisch-maritime Polarluftmasse | = P_{ma} | " " " | = 30—39 °C |

Für Cordoba standen für T_c -Luftmassen 7 Aufstiege zur Verfügung, für Buenos Aires, welches nur 2 Aufstiegsperioden von je 10 Tagen im Dezember 1948 und Februar 1949 gehabt hat, war nur ein T_c -Tag verfügbar. Der Verfasser ist sich der hierdurch für Buenos

Aires bedingten Unsicherheit voll bewußt, glaubt aber, daß es nützlich ist, überhaupt einen Anhalt über die ungefähren Temperaturverhältnisse dieser Luftmasse zu erhalten.

Tab. 3. Mittelwerte der potentiellen Aequivalenttemperatur und der Lufttemperatur

| | | $t_m^{T_c}$ für Cordoba und Buenos Aires | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------|---|--|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|------|------|-------|----------|
| Höhe: | | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | 5.5 | 6.0 | 6.5 | 7.0 km |
| $\theta_a^{T_c}$ | = | — | 57 | 60 | 64 | 66 | 66 | 63 | 62 | — | 63 | — | 64 | — | 68 °C |
| $t_m^{T_c}$ | = | — | 22.9 | 21.1 | 18.6 | 14.6 | 10.5 | 7.6 | 4.9 | 1.3 | —2.0 | —4.6 | —8.2 | —10.9 | —13.5 °C |
| $t_m^{T_c} - t_m$ | = | — | 4.1 | 4.7 | 4.7 | 3.4 | 2.3 | 2.6 | 3.6 | 3.0 | 1.5 | 2.1 | 0.9 | 0.5 | 0.1 °C |

| | | Buenos Aires (1 Aufstieg) 9. XII. 48 | | | | | | | |
|-------------------|---|--------------------------------------|------|------|------|------|-----|-----|--------|
| Höhe: | | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 km |
| $\theta_a^{T_c}$ | = | — | 60 | 57 | 57 | 58 | 58 | 58 | 61 °C |
| $t_m^{T_c}$ | = | — | 24.1 | 19.0 | 15.0 | 11.0 | 8.5 | 5.2 | 3.2 °C |
| $t_m^{T_c} - t_m$ | = | — | 5.2 | 3.3 | 2.9 | 3.3 | 3.5 | 2.3 | 3.5 °C |

Charakteristische Windmessungen dieser Luftmassen gibt Tabelle 4.

Tab. 4. Windmessungen von Buenos Aires und Cordoba für T_c -Luftmasse.

| Höhe: | | 0.0 | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 km |
|------------------|---|-------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------|
| | | Buenos Aires 9. XII. 48 | | | | | | | | |
| Wind: | | N | NNW | NW | NNW | W | W | W | W | — |
| | | 3 | 14 | 10 | 11 | 9 | 11 | 12 | 10 | — m/s |
| $\theta_a^{T_c}$ | = | — | — | 60 | 57 | 57 | 58 | 58 | 58 | 61 °C |
| | | Cordoba 30. XII. 48 | | | | | | | | |
| Wind: | | — | N | WNW | NNW | NNW | N | ENE | NNE | — |
| | | — | 2 | 7 | 6 | 10 | 6 | 3 | 3 | — |
| $\theta_a^{T_c}$ | = | — | — | 60 | 62 | 68 | 66 | 62 | 59 | 57 °C |

schwach. Das subtropische atlantische Hoch greift weiter nach Westen auf den Kontinent über (Abb. 6).

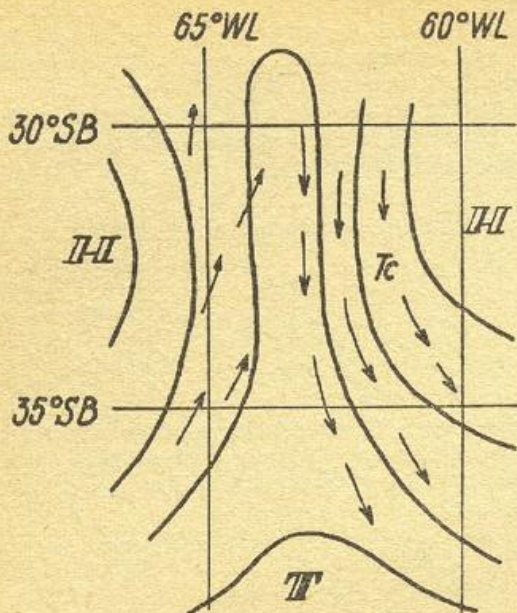


Abb. 5.

Charakteristische Luftdruckverteilung für T_c-Luftmasse.

Die für T_c-Luftmassen charakteristische Luftdruckverteilung veranschaulicht schematisch Abb. 5.

Beim Vorherrschen von T_m-Luft sind die Gradienten des thermischen Tiefausläufers über Zentralargentinien

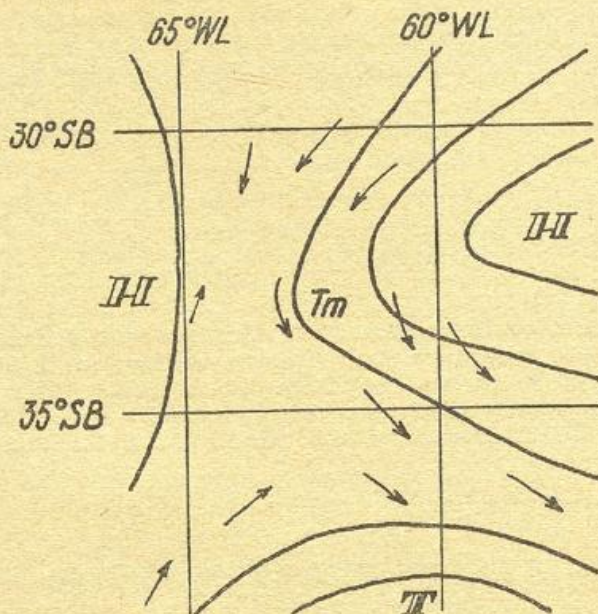


Abb. 6.

Luftdruckverteilung für T_m-Luftmasse.

Tab. 5. Mittelwerte der T_m-Luftmasse. Sommer.

| Höhe: | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | 5.5 | 6.0 | 6.5 | km | |
|--|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|-------|-----|-----|
| a) Buenos Aires 8 Aufstiege | | | | | | | | | | | | | | |
| $\theta_a^{T_m}$ = | 56 | 53 | 52 | 55 | 53 | 54 | — | — | — | — | — | — | °C | |
| $t_m^{T_m}$ = | 19.9 | 16.9 | 13.4 | 11.0 | 8.1 | 4.9 | — | — | — | — | — | — | °C | |
| $t_m^{T_m} - t_m$ = | 1.0 | 1.2 | 1.3 | 2.3 | 2.6 | 2.0 | — | — | — | — | — | — | °C | |
| b) Cordoba 10 Aufstiege | | | | | | | | | | | | | | |
| $\theta_a^{T_m}$ = | 55 | 54 | 54 | 53 | 57 | 56 | 51 | 51 | — | — | — | — | °C | |
| $t_m^{T_m}$ = | 19.4 | 17.3 | 14.2 | 11.4 | 9.1 | 7.5 | 4.0 | 1.8 | -2.3 | -6.5 | -8.5 | -12.5 | °C | |
| $t_m^{T_m} - t_m$ = | 0.6 | 1.0 | 0.3 | 0.2 | 0.9 | 2.5 | 2.7 | 3.5 | 1.2 | 0.2 | 0.6 | -1.1 | °C | |
| c) Windmessungen für T _m -Luftmasse | | | | | | | | | | | | | | |
| Höhe: | 0.0 | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | km | | | | |
| Buenos Aires 11. XII. 48 | | | | | | | | | | | | | | |
| Wind = | NE | WNW | NW | WNW | W | W | W | | | | | | m/s | |
| $\theta_a^{T_m}$ = | 60 | 52 | 53 | 54 | 55 | 53 | 52 | 54 | | | | | °C | |
| Cordoba 10. XII. 43 | | | | | | | | | | | | | | |
| Wind = | — | N | N | NE | WSW | S | SE | WNW | WNW | | | | | m/s |
| $\theta_a^{T_m}$ = | — | 58 | 55 | 56 | 57 | 55 | 56 | 57 | 55 | | | | | °C |

Während die Temperaturen der T_c-Luftmasse in Cordoba 2,5—4,5° C, in Buenos Aires 3,0—3,5° über dem allgemeinen Mittelwert liegen, sind die entsprechenden Werte für T_m-Luft 1,0—3,0° C, beziehungsweise 1,5 bis 2,5° C.

Die in der Windmessung von Cordoba auftretende Richtungsänderung zwischen 2,0—3,0 km Höhe ist auf Ablenkung der Sierra de Cordoba zurückzuführen.

Tab. 6. Mittelwerte der P_{mp} - und P_{mt} -Luftmassen. Sommer.

| Höhe: | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | 5.5 | 6.0 | km |
|------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|----|
| a) Buenos Aires 5 Aufstiege | | | | | | | | | | | | |
| $\theta_a^{P_{mp}} = P_{mt}$ | 42 | 43 | 42 | 42 | 44 | 46 | 46 | 42 | — | — | — | °C |
| t_m | 18.5 | 15.0 | 13.3 | 7.6 | 4.6 | 2.8 | -0.4 | -4.8 | -7.0 | — | — | °C |
| $(t_m^{P_{mp}} - t_m)$ | -0.4 | -0.7 | -1.2 | -1.1 | -0.9 | -0.1 | -0.1 | 0.0 | 0.0 | — | — | °C |
| b) Cordoba 3 Aufstiege | | | | | | | | | | | | |
| $\theta_a^{P_{mp}} = P_{mt}$ | 43 | 44 | 46 | 46 | 45 | 44 | 46 | 46 | 48 | — | — | °C |
| t_m | 14.4 | 12.4 | 11.0 | 9.4 | 7.4 | 4.6 | 1.8 | -2.6 | -5.6 | -13.1 | -15.7 | °C |
| $(t_m^{P_{mp}} - t_m)$ | -4.4 | -3.9 | -2.9 | -1.8 | -0.8 | -0.4 | +0.5 | -0.9 | -2.1 | -6.4 | -6.6 | °C |

Die Luftdruckverteilung für den Einbruch von P_{mp} -Luft veranschaulicht Abb. 7.

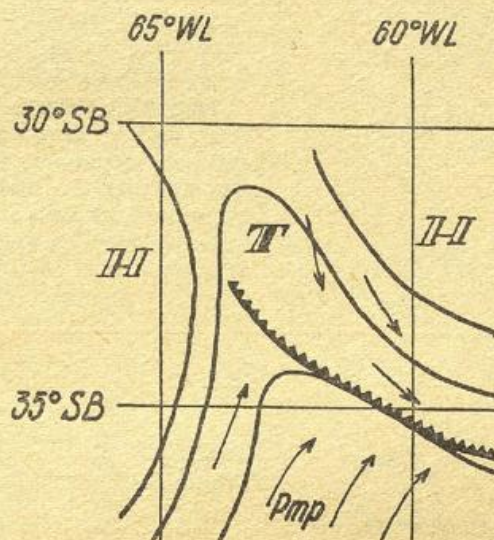


Abb. 7. Luftdruckverteilung für vorstoßende P_{mp} -Luft.

Für P_{ma} -Luft stand nur eine beschränkte Anzahl von Aufstiegen zur Verfügung. Immerhin dürften sie die Sonderstellung der P_{ma} -Luft offenbaren. Allerdings ist anzunehmen, daß in Cordoba die Mittelwerte

der Temperatur $t_m^{P_{ma}}$ zu tief sind, da ein Aufstieg vom 15. III. 44 sehr tiefe Temperaturen aufweist und offenbar schon der kalten Jahreshälfte angehört.

Tab. 7. Mittelwerte der P_{ma} -Luftmasse. Sommer.

| a) Buenos Aires 2 Aufstiege | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------|------|------|------|------|------|------|------|--------|---------|-----|----|--|
| Höhe: | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | km | |
| $\theta_a^{P_{ma}}$ | 35 | 36 | 35 | 36 | 36 | 37 | 38 | 40 | — | — | | |
| $t_m^{P_{ma}}$ | 16.0 | 12.8 | 12.1 | 7.7 | 4.1 | 1.3 | -0.9 | -3.4 | — | — | °C | |
| $(t_m^{P_{ma}} - t_m)$ | -4.6 | -6.1 | -3.6 | -4.4 | -4.6 | -4.2 | -3.8 | -3.1 | — | — | °C | |
| b) Cordoba 3 Aufstiege | | | | | | | | | | | | |
| $\theta_a^{P_{ma}}$ | 36 | 39 | 38 | 40 | 39 | 35 | 40 | 39 | 34 | — | km | |
| $t_m^{P_{ma}}$ | 12.1 | 12.3 | 9.4 | 9.0 | 5.5 | 0.0 | -2.9 | (-7.3) | (-15.5) | | °C | |
| $(t_m^{P_{ma}} - t_m)$ | -4.4 | -6.5 | -6.9 | -4.9 | -5.7 | -8.2 | -7.9 | (-3.6) | (-13.8) | | °C | |

Als Beispiele typischer Windmessungen der P_{ma} -Luftmasse seien angeführt:

Tab. 8. Windmessungen für P_{ma} -Luftmasse.

| a) Buenos Aires 16. II. 50 | | | | | | | | | |
|----------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------------|-----|
| Höhe: | 0.0 | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 4.0 | km |
| Wind | SSE | SE | SE | ESE | SSE | — | — | — | m/s |
| | 4 | 12 | 9 | 7 | 5 | | | | |
| b) Cordoba 15. III. 44 | | | | | | | | | |
| Wind | — | NE | NE | N | ESE | ENE | E | SUESTADALAGE | |
| | | 5 | 15 | 5 | 5 | 15 | 15 | | |

Charakteristische Luftdruckverteilungen für P_{ma} -Luft geben Abb. 8a und 8b. Abb. 8b gibt die Suestada-Wetterlage.

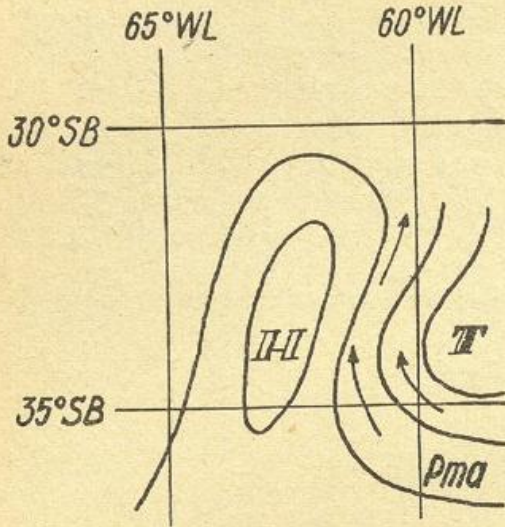


Abb. 8a.

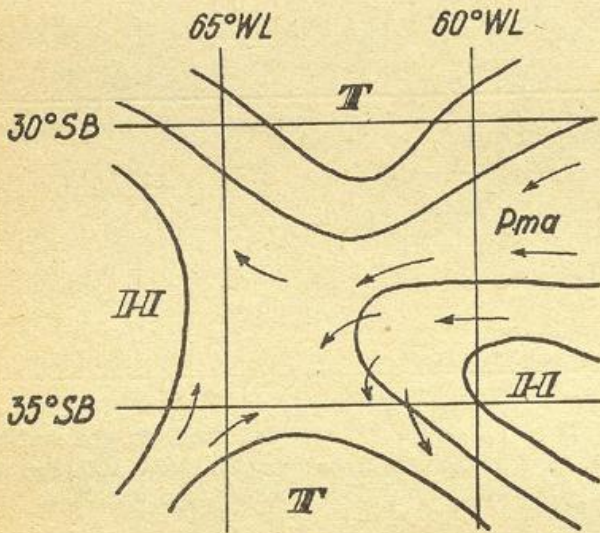


Abb. 8b.

Typische Luftdruckverteilungen (a u. b) für P_{ma}

Da die repräsentativen Aequivalenttemperaturen nur aus einer geringen Anzahl von Aufstiegen gewonnen worden sind, erscheint es notwendig, ihre Gültigkeit noch durch andere Beobachtungen zu prüfen. Hierfür standen Beobachtungen des argentinischen Observatoriums Cristo Redentor unter 33° SB in 3830 m Höhe auf dem Andenpaß zwischen Mendoza und Santiago de Chile zur Verfügung. Zugrunde gelegt wurden Beobachtungen von 8^h vormittags des Monats Januar während des Zeitraumes 1935—1950. Berücksichtigt wurden die Tage, welche Abweichungen von $\pm 3^{\circ}C$ vom normalen Stundenmittel = $3,3^{\circ}C$ aufweisen, um auf diese Weise einen Vergleich extremer Luftmassen zu erhalten. Für Cristo Redentor ergaben sich hiernach folgende repräsentative Temperaturen:

Tab. 9. Potentielle Aequivalenttemperaturen und mittlere Lufttemperaturen polarer und tropischer Luftmassen

| von Cristo Redentor. 3830 m Höhe. | | | |
|-----------------------------------|----------|-------------------------|--------|
| Luftmasse: | P_{ma} | $\frac{P_{mp}}{P_{mt}}$ | T_m |
| Pot. Aequ. Temp. θ_a | 36 | 42 | 55 °C |
| Mittl. Lufttemp. t_m | -3.0 | -0.3 | 7.4 °C |

| Luftmasse: | P_{ma} | $\frac{P_{mp}}{P_{mt}}$ | T_m |
|---------------------|----------|-------------------------|-------------------------------|
| Buenos-Aires: t_m | -2.4 | 0.9 | $T_c = 4.4$ $T_m = 3.2$ °C |
| Cordoba: t_m | -5.4 | 2.9 | $T_c = 6.0$ $T_m = 5.4$ °C |

Berücksichtigt man, daß Cristo Redentor Bodenbeeinflussung und Föhnwirkung unterliegt, kann man die Übereinstimmung der Werte als ausreichend erachten.

Hinsichtlich der Luftmassenzuordnung lassen wir die Frage offen, ob Cristo Redentor noch häufiger von T_c -Luftmassen, d. h. also von kontinentaler Tropikluft, erreicht wird. Nur in einem Falle wurde in Cristo Redentor eine potentielle Aequivalenttemperatur $\theta_a = 64^{\circ}C$ bei $t = 7,0^{\circ}C$ und einer relativen Feuchte = 90% festgestellt, welche ihrem Wert nach und der herrschenden Feuchte entsprechend tropisch-kontinentaler Luftmasse T_c zugesprochen werden könnte.

Schließlich dürfte noch eine Gegenüberstellung der potentiellen Aequivalenttemperaturen von Argentinien mit entsprechenden Werten anderer Kontinente von Interesse sein. L. Petterssen gibt in Weather Analysis and Forecasting folgende pseudo-aequivalent potentiellen Temperaturen verschiedener Luftmassen im Sommer:

Tab. 10.

| Höhe | 0.0 | 1.0 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 4.0 | 5.0 km |
|---------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------|
| P_{ma} -Luftmasse | | | | | | | |
| Seattle U.S.A. | 35 | 35 | 34 | 35 | 36 | — | — °C |
| Westeuropa | 41 | 38 | 38 | 38 | 38 | 39 | — °C |
| P_c -Luftmasse | | | | | | | |
| Ellendale U.S.A. | 39 | 40 | 39 | 40 | 41 | 45 | — °C |
| Broken Arrow U.S.A. | 39 | 42 | 39 | 40 | 41 | 44 | — °C |
| Westeuropa | 46 | 46 | 44 | 45 | 45 | 44 | 45 °C |
| T_c -Luftmasse | | | | | | | |
| Broken Arrow | 56 | 59 | 57 | 55 | 54 | — | — °C |
| Ellendale | 62 | 60 | 59 | 59 | 59 | 56 | — °C |
| Westeuropa | 57 | 54 | 52 | 50 | 49 | 49 | 51 °C |
| T_m -Luftmasse | | | | | | | |
| Broken Arrow | 75 | 72 | 69 | 67 | 66 | 63 | 63 °C |

Die potentiellen Aequivalenttemperaturen der verschiedenen Luftmassen Argentiniens decken sich demnach sehr gut mit den entsprechenden Werten der Nordhemisphäre.

Der P_{ma} -Luftmasse in Argentinien entspricht P_m -Luft in Westeuropa und an der Westküste Nordamerikas. Da die P_{mp} -Luft Argentinien schon große Strecken über dem Continent zurückgelegt hat, ist es auch durchaus sinngemäß, daß sie der P_c -Luft Nordamerikas und Westeuropas entspricht.

Aus dem gleichen Grunde entspricht T_c -Luft in Nordamerika und Westeuropa der T_m -Luft Argentinien, die auch schon bis zu 1000 km über Land zurückgelegt hat. Schließlich muß man auch erwarten, daß die T_c -Luft Argentinien, welche aus dem feucht-warmen Amazonasbecken kommt, eigenschaftsmäßig der tropisch-feuchten T_m -Luftmasse in Broken Arrow gleicht, die ihren Ursprung im Karibischen Meer hat.

7. Der obere Konvektionsraum Mittel- und Nordargentinien.

Auf dem Fluge von Rio de Janeiro nach Buenos Aires im Februar 1948 war es für den Verfasser eine zu-

nächst ungewohnte, eindrucksvolle Erscheinung, daß das Flugzeug in 2,5 km Höhe fliegend mächtige Cumulusfelder passierte, deren Basis in 3,5—4,0 km lag, bei Gipfelhöhen von 7,0—8,0 km, ohne daß nennenswerte Böigkeit fühlbar war. Unter den Cumuluswolken lagen vielfach in 2,0 km Höhe Sc-Decken als Kennzeichen einer unteren Stabilisierung der Luft. Offensichtlich entwickelten sich diese Cumuli unabhängig vom Boden in einem oberen Konvektionsraum, der nur aus der Höhe labilisiert sein konnte. Seitdem war vielfach Gelegenheit gegeben, die Bedeutung dieses oberen Konvektionsraumes im argentinischen Wettergeschehen festzustellen und seine Existenz als eine geradezu normale Erscheinung anzusehen.

In Zusammenhang mit dieser Labilisierung der Höhe bei Stabilität der unteren Schichten ist es für den europäischen Meteorologen immer wieder ein eigenartiges Phänomen, daß sich häufig in Argentinien über einer formlosen, den ganzen Himmel gleichmäßig bedeckenden Ns-Decke in etwa 1,2 km Höhe in mehrfacher Folge Gewitter entladen, ohne daß sich in den unteren Schichten irgendwelche Änderungen des einförmigen Wolkenhimmels und des Windes einstellen, sondern lediglich sich nur die Intensität des Dauerregens ändert. Offensichtlich nimmt der untere, durch den Ns abgeschlossene Luftraum nicht an der Aktivität des oberen Konvektionsraumes teil, in dem sich die Gewittercumuli, unsichtbar für den Bodenbeobachter, entwickeln. Am auffallendsten war jedoch ein beobachtetes Phänomen, daß

der Himmel vollkommen mit einer Hochnebeldecke in 300 m Höhe bedeckt war und sich über der Hochnebeldecke ein Gewitter entlud. Erst der großtropfige Regen des Gewitters filterte durch Koagulation die Nebeltropfen allmählich aus. In diesem Zusammenhang sei auch noch bemerkt, daß man in den Cumuluswolken trotz ihrer Erstreckung von 4,0—7,0 km Höhe wesentlich geringere Vertikalgeschwindigkeiten antrifft als in Europa, da ihnen aus dem angegebenen Grunde die vom Boden ausgehende Beschleunigung der Luft fehlt.

Für die Niederschlagsbildung Argentiniens ist diese Trennung des unteren Konvektionsraumes von dem oberen von großer Bedeutung. Da für die Niederschlagsentwicklung der Übergang der Wolkenelemente von der Wasserphase in die Eisphase erforderlich ist, und dieser Übergang normalerweise erst bei Temperaturen unter -12°C erfolgt, bringt der untere Konvektionsraum wenigstens im Sommer keinen Niederschlag. Es fehlen deshalb auch im Sommer die für Europa charakteristischen Schauerwetterlagen frischer P_m -Luft. Eine Ausnahme bildet nur die Suestada-Wetterlage mit Niederschlag aus As, hervorgerufen durch Aufgleitvorgang.

Bereits bei der Diskussion der allgemeinen Temperaturmittel (Tab. 1) ist das Hervortreten größerer Temperaturgradienten oberhalb 3,0 km hervorgehoben worden. Auch die Temperaturgradienten der verschiedenen Luftmassen zeigen diese Erscheinung deutlich.

Tab. 11. Mittelwerte vertikaler Temperaturgradienten verschiedener Luftmassen von Cordoba. Sommer.

| Höhe | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | 5.5 | 6.0 | 6.5 | km |
|-----------------------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--------------------|
| | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | 5.5 | 6.0 | 6.5 | 7.0 | |
| Luftmasse T_c | .50 | .80 | .82 | .58 | .54 | .72 | .66 | .52 | .72 | .54 | .52 | $^{\circ}\text{C}$ |
| Luftmasse T_m | .62 | .56 | .46 | .36 | .70 | .44 | .84 | .40 | .80 | — | — | $^{\circ}\text{C}$ |
| Luftmasse $P_{mp}=mt$ | .34 | 1.14 | .60 | .36 | .64 | .88 | .44 | — | — | — | — | $^{\circ}\text{C}$ |
| Luftmasse P_{ma} | .08 | .70 | 1.10 | .58 | .88 | — | — | — | — | — | — | $^{\circ}\text{C}$ |

Die Trennung des unteren und oberen Konvektionsraumes ist in diesen Werten gut erkennbar. Der untere Konvektionsraum tritt mit größeren Temperaturgradienten in den T_c -, P_{mp} - und P_{ma} -Werten hervor, ist aber in 3,0 km Höhe wieder stabilisiert. In dieser Höhe liegt die Grenze gegenüber dem oberen Konvektionsraum. Im wesentlichen wird hier von einem oberen Konvektionsraum gesprochen und darunter die Luftschicht zwischen 3,0—7,0 km Höhe verstanden. Es würde korrekter sein, vom mittleren Konvektionsraum zu sprechen, da auch die hohe Troposphäre Konvektionsräume aufweist, von denen wir in den Gradienten der Tab. 11 noch den Konvektionsraum der Acu und $Acucast$ erkennen. Die in den Aufstiegen erreichte Höhe von 7,0 km läßt aber einen unmittelbaren Nachweis der hohen Konvektionsräume nicht zu.

Zur genaueren Untersuchung des hier definierten oberen Konvektionsraumes ist es zweckmäßig, auf die Einzelaufstiege selbst zurückzugreifen, da auch die Mittelwerte der Tabelle 11 noch ausgleichen. Bevor wir jedoch in diese Diskussion eintreten, muß nochmals darauf hingewiesen werden, daß auch die Realität großer Gradienten, ebenso wie ausgedehnter Isothermien in diesen Höhen einer Überprüfung bedarf, da sie, namentlich im Bereich von Gebirgen, gelegentlich horizontalen Temperaturunterschieden, hervorgerufen durch Vertikalbewegungen der Luft, entsprechen können. Diese Möglichkeit ist in den Aufstiegen von Cordoba nicht zu übersehen. Das Aufstiegsdiagramm des 16. 3. 44 (Abb. 9) zeigt oberhalb 2,3 km Höhe, d. h. oberhalb des Kammes der Sierra de Cordoba, eine auffallende Form. Ausgedehnte Isothermien wechseln mit übergroßen Temperaturgradienten. Das Diagramm erinnert in vergrößertem Maßstab an die unter 4.) beschriebenen

Pseudoinversionen und Pseudogradienten. Da die Luftmasse des 16. 3. 44 bis zum 17. 3. sich überhaupt nicht geändert hat, wie die gute Übereinstimmung der Temperaturen in zahlreichen Höhenpunkten beweist¹⁾, gestattet der Vergleich des Diagrammes vom 16. 3. bei gleichzeitiger Beachtung der Feuchte dieses Tages, mit der Temperaturkurve des 17. 3. Rückschlüsse auf die Vertikalbewegungen der Luft und die sie begleitenden horizontalen Temperaturunterschiede.

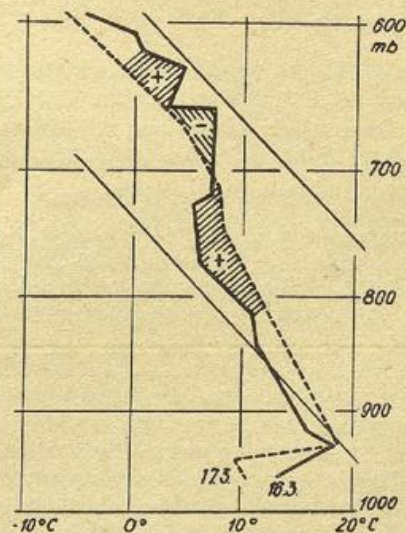


Abb. 9.

¹⁾ Die ungestörten Meßpunkte des 16. III. sind im Diagramm durch Kreise gekennzeichnet.

Am 16. 3. müssen wir aus dem Vergleich der Aufstiegsdiagramme der genannten Tage folgern, daß am 16. 3. in den Höhen von 1,9—2,9 km Aufwind (negative Temperaturabweichung und Feuchtezunahme) geherrscht hat, von 3,0—3,5 km Abwind (pos. Temperaturabweichung und Feuchteabnahme). Der große Temperaturgradient zwischen 3,5—3,6 km Höhe entspricht dem horizontalen Temperaturunterschied beim Flug aus dem Abwind in die ungestörte Atmosphäre. Zwischen 3600 und 3900 m Höhe fliegt das Flugzeug wieder im Abwind und kehrt in größerer Höhe in die ungestörte Atmosphäre zurück. Es sind Felder großer vertikaler Ausdehnung, welche durchflogen worden sind. Sie gehören offenbar Wellen an, die von dem Gebirgsrücken der Sierra de Cordoba ausgelöst worden sind. Es sind die vom Segelflug entdeckten Föhnwellen, deren Theorie G. Lyra und P. Queney gegeben haben.

Ein gleichartiges Beispiel geben die Aufstiege vom 27.—29. 3. 44 (Abb. 10). Auch am 27. und 28. 3. herrscht in der ungestörten Atmosphäre völlige Temperaturgleichheit, so daß wiederum eindeutige Schlüsse möglich sind. Auch der 29. 3. läßt sich eindeutig analysieren, da nur am Boden bis 3,0 km Höhe kältere Luftmassen an diesem Tage vorgestoßen sind, ohne jedoch die Luft der Höhe merkbar zu beeinflussen.

Die Temperaturdiagramme mit derartig vorgetäuschten Gradienten sind leicht an ihren besonderen Formen zu erkennen und können deshalb ohne Schwierigkeit ausgediebt werden. Die der Untersuchung des oberen Konvektionsraumes zu Grunde gelegten Aufstiege lassen keinen Zweifel zu, daß ihre Gradienten reell sind.

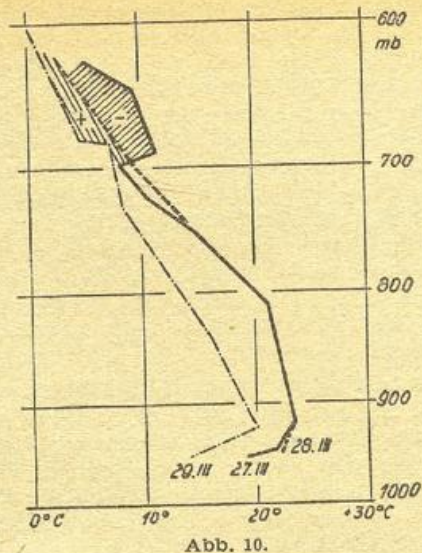


Abb. 10.

Aus der großen Zahl der Aufstiege, welche diese maximalen Temperaturgradienten als Kennzeichen eines oberen Konvektionsraumes aufweisen, werden nachfolgend einige Beispiele gegeben. Die im folgenden Abschnitt folgende Darlegung der Thermodynamik des oberen Konvektionsraumes nach den Höhenaufstiegen von Cordoba vom Dezember 1949—April 1950 gibt einen weiteren Einblick in diese Erscheinung.

Tab. 12. Vertikale Temperaturgradienten des oberen Konvektionsraumes in Einzelaufstiegen.

| Höhe: | 1.5 2.0 | 2.0 2.5 | 2.5 3.0 | 3.0 3.5 | 3.5 4.0 | 4.0 4.5 | 4.5 5.0 | 5.0 5.5 | km |
|-----------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|----|
| Buenos Aires 14. XII. 48 | | | | | | | | | |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ | .46 | .47 | .20 | .20 | 1.00 | .64 | .76 | — | °C |
| Rel. Feuchte | 60 | 56 | 45 | 45 | 31 | 22 | 20 | — | % |
| θ_a | 43 | 45 | 50 | 52 | 45 | 47 | 40 | — | °C |
| Cordoba 29. III. 44 | | | | | | | | | |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ | .64 | .76 | .32 | .82 | .46 | .48 | — | — | °C |
| θ_a | 54 | 57 | 62 | 49 | 45 | 46 | — | — | °C |
| 17. III. 44 | | | | | | | | | |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ | .56 | .64 | .16 | .86 | 1.30 | 1.20 | — | — | °C |
| θ_a | 56 | 54 | 58 | 55 | 48 | 44 | — | — | °C |

Der Aufstieg vom 14. 2. 48 in Buenos Aires ist in einheitlicher P_{mp} -Luft erfolgt, die in der Höhe sehr trocken ist. Über einer sehr stabilen Schicht zwischen 2,5 und 4,0 km Höhe folgt ein adiabatischer Temperaturgradient $\frac{\Delta t}{\Delta h} = 1^\circ C$. Die Labilisierung des oberen Konvektionsraumes wird in diesem Beispiel offensichtlich durch Ausstrahlung der unteren feuchteren Schicht nach der Höhe hervorgerufen. Die Aufstiege von Cordoba zeigen die Labilisierung des oberen Konvektionsraumes durch Kaltluft der Höhe. In beiden Beispielen (29. 3. 44 und 17. 3. 44) fallen die größeren Gradienten mit dem Übergang von T_m - in P_{mp} -Luft zusammen. Diese Labilisierung des oberen Konvektionsraumes ist die häufigere, ja man kann sagen die normale. Da aber bei diesem Labilisierungsprozeß noch andere Vorgänge wirksam sind, welche die durch Kaltluftaktivierung in der Höhe eingeleitete Instabilität fördern, sei auf die bekannten Faktoren der Labilisierung höherer Luftschichten nochmals hingewiesen.

Eine Labilisierung höherer Luftschichten kann erfolgen:

1. Durch Aktivierung von Kaltluft in der Höhe über wärmeren Luftmassen der tieferen Schichten.
2. Durch Mischung zweier Luftmassen in ihrer Grenzschicht.
3. Durch Hebung einer Luftschicht mit Expansion durch unten einfließende Kaltluft oder durch Hindernisse der Erdoberfläche.
4. Durch einfallenden Niederschlag und hierdurch bedingte Feuchtezunahme und Niederschlags- und Verdunstungsabkühlung.
5. Durch Strahlung, und zwar durch Ausstrahlung feuchter Luftschichten und Wolkenoberflächen gegen trockene und kältere Schichten der Höhe und durch Absorption der Rückstrahlung der Erdoberfläche in höheren, feuchten Schichten.

In der folgenden Diskussion der Höhenflüge von Cordoba wird die Wirksamkeit dieser verschiedenen Labilisierungsfaktoren hervorgehoben werden.

8. Höhenflüge in Cordoba vom Dezember 1949—April 1950.

Die Höhenflüge in Cordoba hatten nicht das Studium des oberen Konvektionsraumes zur Aufgabe. Sie entbehren deshalb bis zu einem gewissen Grade der wünschenswerten Systematik für das vorliegende Problem. Auch fielen bei einigen Flügen die Feuchtemessungen aus. Die voraufgehende Analyse und die Ableitung repräsentativer Mitteltemperaturen für die verschiedenen Luftmassen erlaubt jedoch auch im Falle fehlender Feuchtemessungen die Luftmassen mit genügender Sicherheit zu bestimmen, um so mehr als das vom Verfasser während der Flugperiode geführte meteorologische Tagebuch wesentliche Ergänzungen der Messungen im Fluge gibt.

Bei der Diskussion der Aufstiege ist nicht die zeitliche Reihenfolge der Flüge eingehalten worden, sondern die Aufstiege sind so geordnet, daß sie möglichst die Folge einer fortschreitenden Wetterentwicklung wiedergeben.

a) Flugzeugaufstieg am 3. 4. 50, 11,20—12,05 Uhr.
Bewölkung: 1/10 Acu.

Das Temperaturdiagramm (Abb. 11) zeigt zwei Luftmasseninversionen. Am Vortage vorgestoßene und bereits wieder zurückfließende P_{ma} -Luft reicht mit $\theta_a^{P_{ma}}$ Werten = 30—38° C bis 2,3 km Höhe. Darüber liegt P_{mp} -Luft. Oberhalb 5,7 km Höhe strömt sehr trockene (12% Feuchte) T-Luft von Westen heran. Zwischen 4,8 und 5,7 km Höhe erhöht sich der vertikale Temperaturgradient auf $\frac{\Delta t}{\Delta h} = 0,7^\circ \text{C}$. Man darf diese Zunahme bei der Trockenheit der darüberliegenden Schicht mit Strahlungsabkühlung in Zusammenhang bringen. Der Aufstieg repräsentiert stabile Hochdruckwetterlage als Ausgangsentwicklung unserer Folge von Wetteraufstiegen.

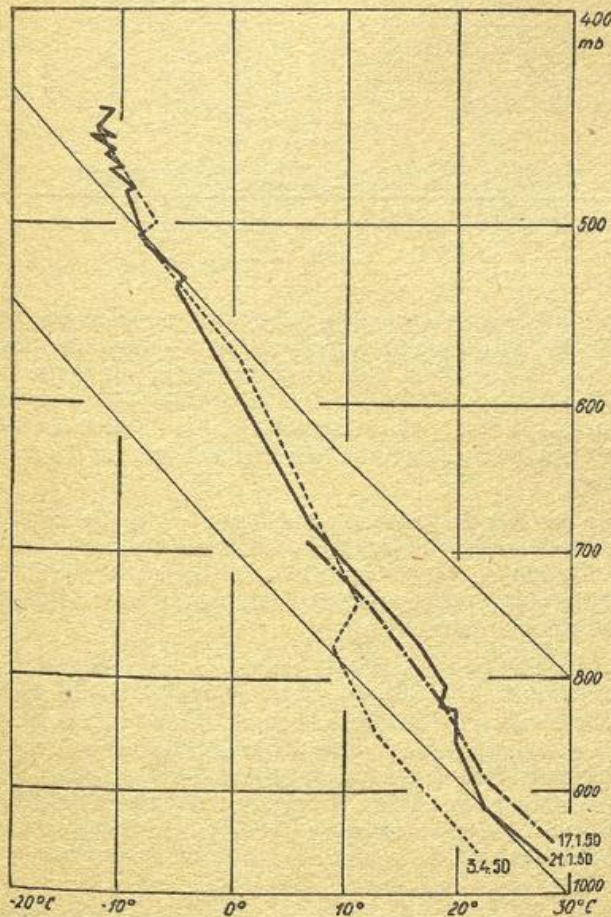


Abb. 11/12.

b) Aufstieg vom 21. 1. 50, 10,42—11,38 Uhr. Bewölkung: 3/10 Ac mit einzelnen Accast. Zugrichtung der Ac-Banden aus SW (Abb. 12).
Aufzeichnungen des Vortages, 20. 1. 50: 5/10 Cc hoch aufsteigend mit starker Fallstreifenbildung. Später Ac in Wellen angeordnet. Höhe der Ac schätzungsweise 6,5 km.

Der Aufstieg am 21. 1. 50 erfolgt in T_c -Luft. Die Schicht der nächtlichen Bodenausstrahlung ist zur Zeit des Aufstieges noch nicht völlig zerstört. Von 5,5—5,8 km Höhe herrscht adiabatischer, darüber feuchtadiabatischer Gradient. In dieser labilen Schicht entstehen Ac und Ac cast zwischen 6,2 und 6,8 km Höhe.

Die Labilisierung des Ac-Niveaus ist durch Kaltluftaktivierung in der Höhe (Windrichtung SW), unterstützt durch Ausstrahlung erfolgt. Die am Vortag aus dem Cc-Niveau reichlich ausfallenden Eiskristalle haben weiterhin die Labilisierung des Ac-Niveaus gefördert. Während des Fluges wurde Eiskristallausfall aus dem Ac festgestellt, der bis in 5,8 km herabreichte und dann verdunstete.

Unter Berücksichtigung der Beobachtungen des Vortages stellen wir demgemäß folgende Entwicklung fest:

Nach Labilisierung des Cc-Niveaus durch Kaltluftaktivierung in der Substratosphäre am 20. 1. 50 erfolgt Subsidenz der Kaltluft mit Stabilisierung des Cirreniveaus. (Auflösung der Cc bis zum 21. 1.) Am 21. 1. erreicht die Labilisierung aus der Höhe das Ac-Niveau. Die Subsidenzinversion der über dem Ac-Niveau absinkenden Kaltluft liegt in 6,8 km Höhe. Ihre Wellen sind zwischen 6,2 und 6,7 km Höhe mehrmals durchflogen worden, wie aus den horizontalen Temperaturgradienten des Diagrammes in dieser Höhe hervorgeht. Die Steiggeschwindigkeit des Flugzeuges schwankt in dieser Schicht entsprechend zwischen -2 und +3 m/s. Dies entspricht Vertikalbewegungen der Luft von +1 und -4 m/s in der Inversionsschicht.

Am folgenden Tag, dem 22. 1., liegt kein Flugzeugaufstieg vor. Das Beobachtungsprotokoll vermerkt jedoch: Starke Cu-Entwicklung zwischen 4,0 und 6,0 km Höhe, darüber Ac mit Eiskristallausfall. Der obere Konvektionsraum der Cumuli (3000—7000 m Höhe) ist demnach nunmehr durch die Kaltluft der Höhe aktiviert worden. Diese nunmehr 3. Phase der von oben nach unten fortschreitenden Labilisierung und nachfolgender Stabilisierung gibt der folgende Aufstieg wieder.

c) Aufstieg vom 19. XII. 49 11,34—12,36 Uhr. Bewölkung 7/10 Cu in Banden. Oberfläche der Cu-Banden abgeplattet. In der Nacht vorher und am Morgen Gewitter.

Der Aufstieg vom 19. XII. gibt ein sehr anschauliches Bild der Cu-Phase des oberen Konvektionsraumes. (Abb. 13).

Die Aequivalenttemperaturen geben T_m -Luft bis etwa 2,5 km Höhe. Darüber herrscht Mischluft bis etwa 4,0 km Höhe und Übergang in P_{mp} -Luft. Oberhalb 6,0 km liegt absinkende P_{mp} -Luft. Die Windmessung dieses Tages ergibt schwachen S-Wind bis 2,0 km, hervorgerufen durch Einfluß der Sierra de Cordoba. Darüber herrscht NW-Strömung der T_m - und Mischluft, oberhalb 4,0 km starker Westwind der P_{mp} -Luft. Auch die Windzunahme mit der Höhe von 7 m/s in 3,0 km auf 15 m/s in 4,0 km und weiter auf 20 m/s oberhalb 6,0 km weist auf die Kaltluftzufuhr in der Höhe hin.

Die Cumulusentwicklung zwischen 4,0 und 6,0 km Höhe erfolgt unabhängig vom Boden, da bei der herrschenden Stabilität oberhalb 1,0 km keine ausreichende Auslösungsenergie vom Boden ausgeht. Die Cumuli des oberen Konvektionsraumes bilden regelmäßige Umlagerungswalzen von etwa 10 km Durchmesser, die in langen parallelen Banden von SW nach NE angeordnet

sind. Der Flugzeugaufstieg erfolgte im wolkenfreien Raum zwischen 2 Cumulusbanden. Demgemäß wurden nach Variometerbeobachtungen zunehmende Abwindgeschwindigkeiten mit der Höhe festgestellt (4,0 km : —0,8 m/s, 5,0 km : —1,0 m/s, 6,2 km : —1,5 m/s).

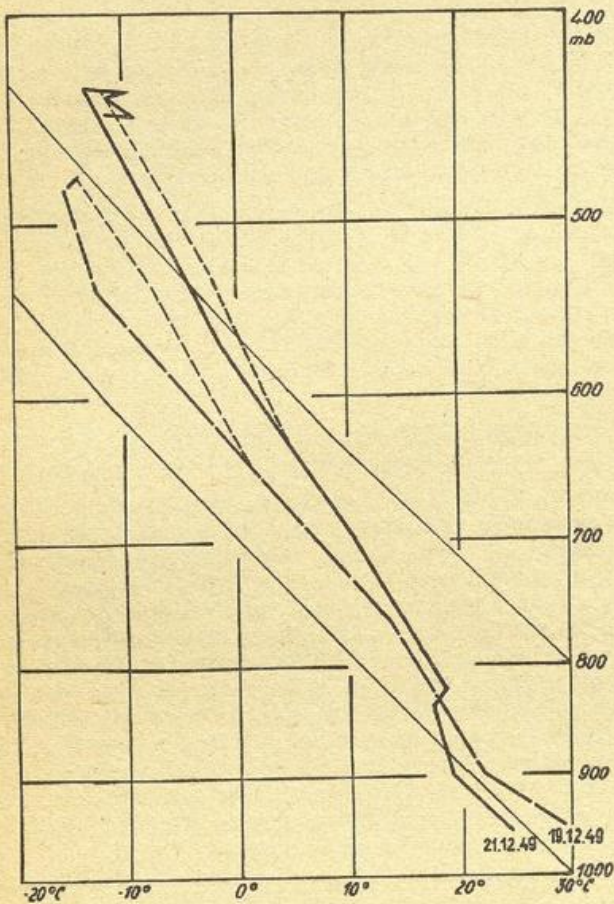


Abb. 13.

14. Aufstieg vom 21. 12. 49, 13,40—14,36 Uhr. Bewölkung: 6/10 Cu cast. 1 Stunde nach der Landung Gewitter aus SW (Abb. 13).

Dieser Aufstieg ist dem vorausgehenden ähnlich. In der Bodenschicht ist allerdings schon am Vortage eine erste Staffel P_{mp} -Luft eingedrungen, die bis 1,8 km Höhe reicht. Durch diese Hebung ist die Labilisierung der darüberliegenden T_c -Luft gefördert worden. Dazu kommt noch, daß über der T_c -Luft feuchtlabile P_{mp} -Luft liegt, so daß wiederum der normale Fall der Kaltluftaktivierung der Höhe vorliegt (Windrichtung der P_{mp} -Luft aus SW).

In der feuchtlabilen P_{mp} -Luft steigen die Cu cast säulenförmig von 4,0 bis über 7,0 km empor. Der obere Konvektionsraum hat bei dieser Entwicklung seine maximale Phase erreicht. Bis zur Gipfelhöhe des Flugzeugaufstieges herrscht zunehmende Feuchtlabilität. 3 Cumuli wurden zwischen 6,5 und 7,0 km Höhe durchflogen, davon einer, der im Anflug mit 3 bis 5 m/s hochstieg. Die Cumuli hatten in dieser Höhe eine Übertemperatur von 2 bis 3°C und bestanden aus Wassertröpfchen. Nur ein einzelner Cumulus, der am Westhang der höchsten Erhebung der Sierra de Cordoba (2,4 km) stand, hatte sich bereits mit einer Gipfelhöhe von etwa 9,0 km zum Cb entwickelt. Er war von einem dichten Mantel ausfallender Eiskristalle eingehüllt und stand wie eine starre Eissäule in der Luft. Auch die übrigen Cumuli nahmen zunehmend Cb-Charakter an und entluden sich eine Stunde nach der Landung als kurzes Wärmegewitter.

Die weitere Entwicklung der durch den Aufstieg vom 21. 1. 50 wiedergegebenen Verhältnisse offenbaren uns die Beobachtungen des 22. 1. 50.

Auch an diesem Tage herrschte noch starke Cumulusentwicklung im oberen Konvektionsraum. Die Cumuli stiegen von 3,8 bis 6,8 km Höhe. Doch sind sie nunmehr im Ac-Niveau abgeplattet. Die am Vortage noch feuchtlabile Kaltluft ist in Subsidenz übergegangen, die bis 6,8 km Höhe herabgekommen ist. Die Cumuli bringen keinen Regen mehr trotz starken Eiskristallausfalles. Die Eiskristalle bilden sich nur in der abtrocknenden Wolkenluft auf der Leeseite der Cumuli und beeinflussen nicht die Wasserphase des aufsteigenden Teiles der Cumuli auf ihrer Luvseite.

Mit dem nunmehrigen Eintreffen der Kaltluft am Boden in der darauffolgenden Nacht ist die letzte Phase der Wetterentwicklung durch Kaltluftaktivierung der Höhe erreicht. Sie wird durch den Aufstieg am 17. 1. 50 erfaßt.

d) Aufstieg am 17. 1. 50, 18—18,22 Uhr. Bewölkung: 8/10 Cu mit Basis in 3200 m Höhe. Zugrichtung aus SW. Im Südwesten aufziehende Regenfront.

Der Start erfolgte kurz vor der Ankunft der Kaltluft am Boden. Präfrontal herrschte starke Cumulusbewölkung im oberen Konvektionsraum. Im Augenblick des Startes setzte schwacher SW-Wind am Boden ein. Die aufziehende Regenfront wird im Abstieg durchflogen.

Das Aufstiegsdiagramm (Abb. 14) zeigt adiabatisches Temperaturgefälle von 2,6—3,0 km Höhe = Gipfelhöhe des Aufstieges wegen Motorstörung. Ebenso herrscht in der Bodenschicht indifferentes Gleichgewicht bis 1,1 km Höhe.

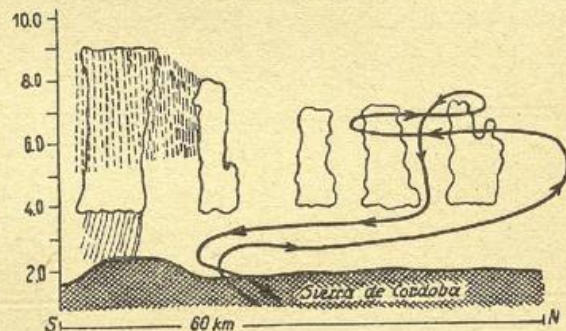


Abb. 14.

Die Labilitätsenergie des unteren Konvektionsraumes reicht bei 31°C, der Temperatur im Moment des Startes, bis 1,6 km Höhe. Der Energieumsatz mit Eintreffen der Kaltluft am Boden ist also im unteren Konvektionsraum nur gering. Dementsprechend waren auch die Vertikalböen beim Passieren der Regenfront im Flugzeug gering.

Die erneute Aktivierung der Cumuli des oberen Konvektionsraumes, die mit Eintreffen der Kaltluft am Boden zu Regen führt, ist auf Labilisierung dieser Luftmasse durch Hebung infolge der unten vordringenden Kaltluft zurückzuführen.

Der vorliegende Aufstieg macht es verständlich, daß Kaltluftereinbrüche aus der Höhe in ihrer letzten Phase, der Ankunft der Kaltluft am Boden, sich in Argentinien häufig ohne eindrucksvolles Frontphänomen vollziehen. Der wesentliche Energieumsatz hat sich in diesen Fällen schon vorher im oberen Konvektionsraum vollzogen, so daß die am Boden ankommende Kaltluft nur geringe Labilitätsenergie im unteren Konvektionsraum vorfindet.

Einen wesentlichen Unterschied hiervon weisen jedoch die Pamperofronten auf, bei welchen der Vorstoß der

Bodenkaltluft sich mit außergewöhnlicher Heftigkeit vollzieht. Der aerologische Flugzeugaufstieg vom 15. 12. 48 in Merlo bei Buenos Aires gibt einen Einblick in den Zustand der Atmosphäre vor Einbruch eines Pamperos.

9. Pamperofront.

Aufstiege vom 15. 12. 48, 7,30 und 14,30 Uhr in Merlo bei Buenos Aires. Wetterablauf: Bis 16 Uhr wolkenlos. Ab 16 Uhr aufziehende Ci, Ac in Wellen. 19 Uhr Frontdurchzug mit Staubsturm. 21 Uhr Gewitter und Regen.

Obwohl es unvollkommen erscheinen kann, auf Grund der Aufstiege eines Tages allgemeine Ableitungen über die Pamperosituation aufzustellen, muß hervorgehoben werden, daß die Ergebnisse dieser Aufstiege noch durch umfassende Beobachtungen des Durchzuges zahlreicher Pamperofronten gestützt werden. Hierzu kommen auch Beobachtungen im Flugzeug auf einem Flug durch eine Pamperofront und in Segelflugzeugen vor der Front.

Zunächst haben die Beobachtungen ergeben, daß gewöhnlich vor Pamperofronten die präfrontale Cumulusentwicklung fehlt. Der Pamperofront gehen im Abstand von 2 bis 3 Stunden Cs und Ac, häufig in langen Wellen angeordnet, voraus. Die Cumulusentwicklung setzt erst 1 bis 2 Stunden nach dem Durchzug der Kaltfront am Boden ein. Offensichtlich müssen die der Front vorgelagerten Luftmassen durch die Kaltluft erst so hoch gehoben werden, daß sie feuchtilabil werden und frei aufsteigen können. Aus diesem Grunde setzt auch, abweichend von den europäischen Fronten, der Niederschlag und das Frontgewitter erst 1 bis 3 Stunden nach dem Durchzug der Pamperofront am Boden ein.

| Höhe: | 0.0 | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | km |
|---------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 7 ³⁰ Uhr | NE | N | N | NNE | NNE | NE | WSW | SW | WSW | W | W | |
| | 6 | 8 | 8 | 3 | 4 | 2 | 6 | 4 | 7 | 7 | 8 | m/s |
| 14 Uhr | N | N | WNW | WNW | W | W | NW | W | SW | W | WSW | |
| | 6 | 7 | 8 | 5 | 4 | 8 | 7 | 6 | 10 | 8 | 7 | m/s |

Die Windmessungen weisen in keiner Weise auf einen kommenden Frontdurchzug hin. Die Windgeschwindigkeit hat nicht nennenswert vom Morgen bis zum Nachmittag zugenommen.

Nach der Wetterkarte war am Vortage schon P_{ma}-Luft vorgestoßen, die am 15. 12. nach den Windmessungen bis 3 000 m rückläufig ist.

Die Aufstiege des 15. 12. ergeben folgende potentiellen Aequivalenttemperaturen:

Tab. 13. Potentielle Aequivalenttemperaturen am 15. 12. 48.

| Höhe: | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | km |
|----------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 7 ³⁰ Uhr | 42 | 40 | 39 | 40 | 38 | 42 | 43 | 43 | °C |
| 14 ³⁰ Uhr | 42 | 41 | 38 | 46 | 43 | 45 | 43 | 45 | °C |

Die Analyse der Luftmassen ergibt somit einheitliche P_{mt}-Luft, gealterte atlantische maritime Polarluft, die vom Vortage vorgedrungen war. Im Gegensatz zu allen vorausgehenden Kaltluftvorstößen aus der Höhe, welche stets T_c-Luft, instabile, feuchte Brasilluft im oberen Konvektionsraum aufwies, liegt am Pamperotag Polarluft vor.

Die Aufstiege zeigen weiterhin, daß diese Polarluft zusammen sinkt. Denn in allen Höhen herrscht im Vor- und Nachmittagsaufstieg große Trockenheit mit 20—30 % relativer Feuchte. Auch die Subsidenzinversion zwischen 1,8—2,1 km Höhe ist deutlich ausgeprägt. Der Pamperotag zeigt also überraschenderweise eine stabile Atmosphäre oberhalb des unteren Konvektionsraumes. Bringen wir diese Lage in Zusammenhang

mit den vorausgegangenen Ausführungen über die verschiedenen Höhengestiege, so herrscht am Pamperotag präfrontal die letzte Phase eines Kaltluft einbruchs aus der Höhe vor, an dem die Subsidenz der Höhe bis zum unteren Konvektionsraum herabgekommen ist.

Für den Vorstoß der Kaltluftmassen des Pamperos steht somit zunächst keine vertikale Labilitätsenergie zur Verfügung. Seine Intensität kann somit nur aus der labilen Energie der horizontal nebeneinander gelagerten Luftmassen erklärt werden, die sich in der Größe des horizontalen Temperatur- und Luftdruckgradienten offenbart. Tatsächlich betrug auch der Temperatursprung beim Durchzug der Front 10° C.

Die weitere Entwicklung, nach der Ankunft der Pamperofront, vor allem die Entwicklung des 2 Stun-

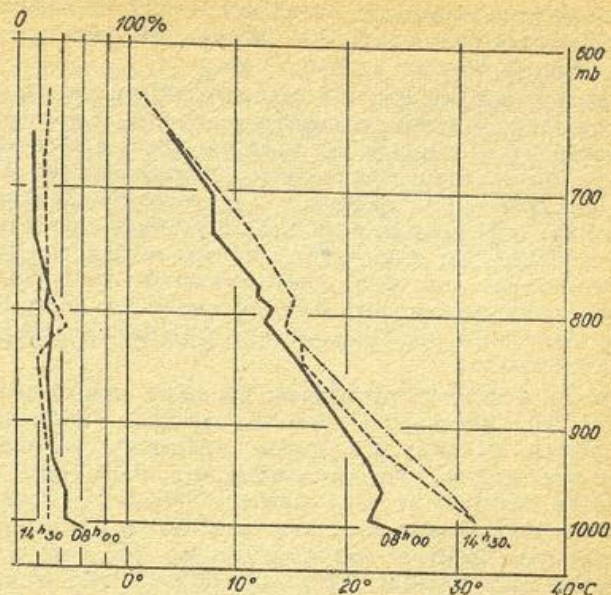


Abb. 15.

Die Aufstiege des 15. 12. 48 wurden um 7,30 und 14,30 Uhr in Merlo durchgeführt (Abb. 15). Der letztere ging dem Durchzug der Pamperofront 4½ Stunden voraus. Die Pamperofront, die Merlo an diesem Tage passierte, war sehr heftig und von starkem Staubsturm begleitet. Der Niederschlag und das Gewitter setzten erst 2 Stunden nach dem Durchzug der Front ein. Tagsüber herrschte wolkenloses Wetter. Die ersten Frontcirren erschienen gegen 16 Uhr. Ac-Wellen zogen gegen 18 Uhr, eine Stunde vor der Ankunft der Front, auf. Cu bildeten sich präfrontal nicht. Die Windmessungen dieses Tages hatten folgendes Ergebnis:

den später einsetzenden Gewitters, ergibt sich durch Labilisierung der durch die Pamperoluft gehobenen, ursprünglich stabilen Luftschichten.

Nehmen wir an, daß die Pamperoluft am 15. 12. 48 bis zur Höhe der Subsidenzinversion in 2,1 km eingedrungen ist, so erhalten wir nach der Hebung oberhalb 2,1 km die strichpunktierte Zustandskurve der Abb. 15. Bei der spezifischen Feuchte = 4,5 gr/kg erreicht diese gehobene Luftmasse in 4,2 km ihr Kondensationsniveau bei feuchtlabilem Temperaturgradient, so daß sie frei weitersteigen und den Gewittercumulus entwickeln kann. 2 Stunden nach der Ankunft am Boden hatte die Pamperoluft die für diese Hebung erforderliche Mächtigkeit erreicht.

Der im Flugzeug durchflogene Pampero vom 16. 1. 49 weist ganz gleichartige Verhältnisse auf. Präfrontal herrschten ebenfalls absinkende Luftmassen bei wolkenlosem Himmel. Nachdem schon am Vormittage in Cordoba Kaltluft in ganz flacher Schicht und völlig laminar eingeflossen war, kam um Mittag die zweite Staffel der Kaltfront mit Staubsturm. Im Flug von Cordoba nach Buenos Aires von 15³⁰—18 Uhr wurde

die obere Grenze der sehr dichten Staubmasse und ebenso der Kaltluftmasse in 2200 m Höhe erreicht. Über der Inversion der Luftmassengrenze lag die noch völlig stabile obere Luftmasse bei noch wolkenlosem Himmel. Offensichtlich herrschte noch Subsidenz oberhalb 2,2 km Höhe. Nach einer Stunde Flug wurden in etwa 300 km Entfernung von Cordoba, kurz vor Überfliegen von Rosario, die ersten Ac, in Wellen angeordnet, angetroffen. Den Ac-Wellen folgte der Cb. Das Passieren der Cb-Front war ein eindrucksvolles fliegerisches Erlebnis. Staub, Wolken und Regen bildeten eine einheitliche, bräunliche, düstere Masse. Die Bögigkeit war außerordentlich. Auch in diesem Falle wurde also die Labilisierung der oberen, ursprünglich stabilen Luft durch Hebung erzeugt. Die Labilisierung wurde erst erreicht, nachdem die Kaltluft auf etwa 3,0 km Höhe angewachsen war. Der Temperatursprung betrug an diesem Tag wiederum 10° C.

Nach den Flugzeugaufstiegen, Segelflugzeugbeobachtungen und zahlreichen Bodenbeobachtungen beim Durchzug von Pamperofronten läßt sich das in Abb. 16 wiedergegebene Schema einer Pamperofront aufstellen.

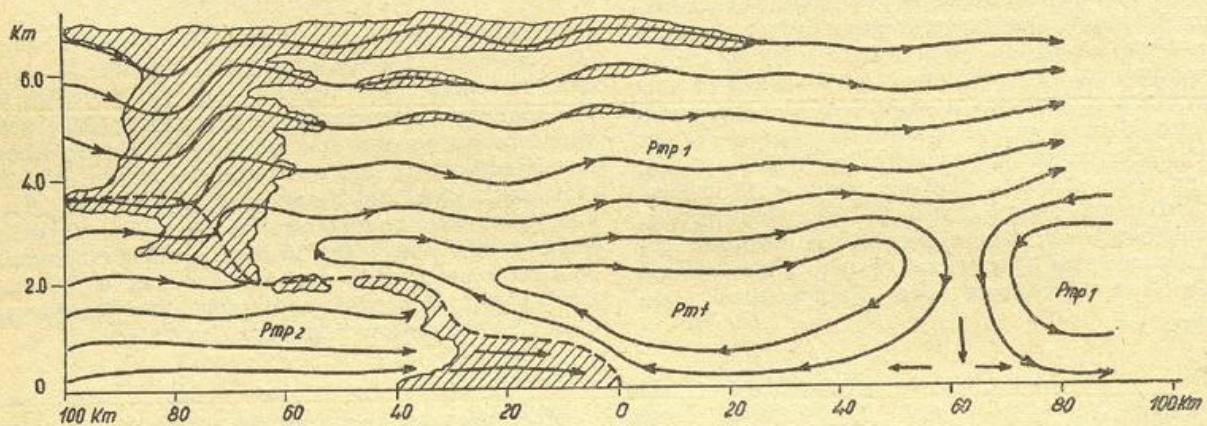


Abb. 16.
Schema einer Pamperofront.

Die frische Pampero P_{mp} dringt in Staffeln vor. Der Pampero vom 15. 12. 48 hatte 3 Staffeln, die in den beigegebenen Barogrammen von Rosario und Buenos Aires deutlich hervortreten. Präfrontal herrscht in der oberen älteren P_{mp} -Luft und in der unteren retrograden P_{mt} -Luft Subsidenz. Die Labilisierung dieser Luftmassen wird durch Hebung hervorgerufen, die aber erst nach Anwachsen der einbrechenden Kaltluft auf etwa 3,0 km, also einige Stunden nach der Ankunft der Bodenfront erreicht wird. Sehr charakteristisch sind die Wellen vor und über der Kaltfront, deutlich ausgeprägt durch ausgedehnte Lenticularisbänke im Ac- und Cc-Niveau. Es sind gleichartige Wellen, wie sie bei Föhn an Gebirgen festgestellt werden.

Die präfrontale Erwärmung durch Subsidenz ist häufig in den Wetterkarten nachweisbar. Als Beispiel werden die Isothermen vor dem Durchzug der Pamperofront am 30. 10. 49 in Abb. 17 angegeben.

Deutlich kennzeichnen die Isothermen von 20—22° C die Zone präfrontaler Erwärmung durch Subsidenz. Da die Sonne um diese Zeit bereits seit einer Stunde untergegangen ist, kommt keine Strahlungserwärmung mehr in Frage. Der Temperatursprung der Front beträgt auch in diesem Fall 10° C. Auch in Europa kennt man Fronten mit präfrontaler Erwärmung durch Subsidenz. H. Thomas (Meteor. Z. 51, 101. 1934) gibt ein gutes Beispiel präfrontaler Absinkbewegung mit anomaler Temperatursteigerung vor Ankunft einer Kaltfront. Ebenso verdient eine Feststellung von U. R. Adok und E. Desmond (Weather 4, 16, 1949) hervorgehoben

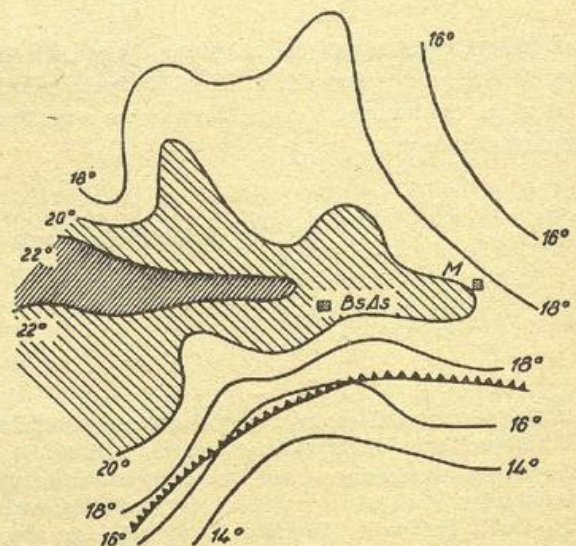


Abb. 17.
Isothermen am 30. X. 49 20 Uhr im Bereich der Provinz Buenos Aires vor Ankunft eines Pamperos.

zu werden, die sie auf einem Flug gegen eine Kaltfront in Südastralien gemacht haben. Ihr Flugzeug hat im Anflug gegen die Front zuerst eine breite Abwindzone durchflogen, bevor es in 7 km Abstand von der Front in ein ausgeprägtes Feld starken Aufwindes gekommen ist.

Allgemein kann man somit über die Pamperofront folgendes feststellen:

Vor der Pamperofront wird schon P-Luft beobachtet, die stabil ist und absinkt. Die Energie der Pamperofront wird der horizontalen Labilität der nebeneinander liegenden Luftmassen mit übernormaler Erwärmung durch Subsidenz bzw. Untertemperatur der Pamperoluft entnommen. Demgemäß beträgt der Temperatursprung einer Pamperofront 10° C oder mehr.

10. Der mittlere Zustand der Atmosphäre im Winter über Cordoba. Winterluftmassen.

Für die Ableitung der mittleren Temperaturverhältnisse über Cordoba standen 19 Aufstiege der Jahre 1944 und 1945 zur Verfügung. Die eigentlichen Wintermonate sind Juni—August. Es wurden jedoch noch 10 Maiaufstiege hinzugenommen, da sie sich gut den winterlichen Verhältnissen einpassen. Die Aufstiegszeit liegt zwischen 7,30—9,00 Uhr Ortszeit 60° WL von Greenwich.

Tab. 14 Mittelwerte der Temperatur über Cordoba im Winter.

| | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------|--------------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|----|
| Höhe: | 0.0 ü. Boden | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | km |
| t_m | | 8.0 | 11.8 | 11.2 | 9.8 | 8.5 | 6.1 | 3.4 | 0.4 | -2.4 | -5.4 | °C |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ | | | -.76 | .12 | .28 | .26 | .48 | .54 | .60 | .56 | .62 | °C |

Diese Werte zeigen wiederum die bemerkenswerte Konstanz der Temperatur in der Bodenluftschicht bis 2,5 km Höhe, die bereits bei der Diskussion der Sommeraufstiege hervorgehoben worden ist und dem Totluftbereich im Windschatten der Sierra de Cordoba angehört. Die Temperatur am Boden kann aber auch häufiger 6—8° unter dem Mittelwert liegen, so daß eine starke hochreichende Bodeninversion auftritt. Hierfür gibt Abb. 18 ein Beispiel. Im übrigen fällt auf, daß die Wintertemperaturen in der Höhe über Cordoba bemerkenswert hoch sind und über 3 km Höhe nur eine Differenz von 1—2° C gegenüber dem Sommermittel aufweisen. Dies ist eine Folge der Stabilität der winterlichen Witterung über dem zentralen Teil Argentiniens und der vorherrschenden antizyklonalen Subsidenz. In Cordoba, ebenso wie in Mendoza kann man immer wieder beobachten, daß die schärfsten Kaltluftvorstöße und die tiefsten Temperaturen in der Höhe erst im Frühling beobachtet werden.

Der obere Konvektionsraum, der im Sommer oberhalb 3,0 km als wesentliche Erscheinung hervorgetreten ist, tritt in den vertikalen Temperaturgradienten des Winters kaum noch hervor. Die über Zentralargentinien in dieser Jahreszeit auftretende kontinentale Antizyklone bedingt eine vorwiegend stabile Atmosphäre. Aus diesem Grunde ist auch der Luftmassenwechsel im Winter erheblich reduziert.

T_c-Luft, feuchtwarme tropische Brasilluft, fehlt in den Aufstiegen ganz, da die thermische Tiefdruckrinne als Verbindung mit dem Amazonastief im Winter verschwunden ist. Störungen, die in das kontinentale Hoch des Raumes von Cordoba eingreifen, kommen von Ausläufern der Tiefdruckgebiete südlicherer Breiten. Im wesentlichen können wir in Cordoba im Winter das Auftreten folgender Luftmassen erwarten:

- T_m-Luft des atlantischen, subtropischen Hochdruckgebietes;
- P_{mt}-Luft. Gealterte und retrograde P_m-Luft des kontinentalen Winterhochs;
- P_m-Luft, maritime Polarluft, die als atlantische P_{ma}- oder pazifische P_{mp}-Luft nach Cordoba vorstößt.

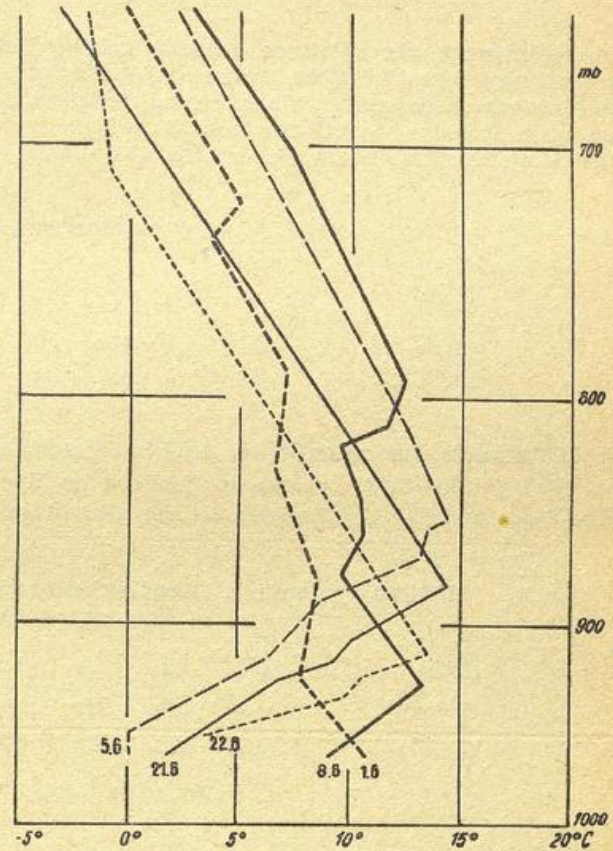


Abb. 18.

Das Auftreten von T_m-Luft, nach der Analyse der Sommeraufstiege mit potentiellen Aequivalenttemperaturen von 50—59° C, wurde nur in den Maiaufstiegen der Winterserie festgestellt. Hierbei spricht mit, daß der Mai noch nicht als eigentlicher Wintermonat anzusprechen ist.

Tab. 15. Mittlere potentielle Aequivalenttemperatur und mittlere Lufttemperatur der T_m-Luftmasse über Cordoba. 4 Aufstiege des Monats Mai.

| | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------|--|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|----|
| Höhe: | | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | km |
| $\theta_a^{T_m}$ | | 46 | 50 | 51 | 55 | 56 | 56 | 54 | 54 | 54 | °C |
| t_m | | 17.2 | 15.9 | 15.9 | 14.2 | 11.6 | 9.0 | 5.0 | 1.1 | -2.9 | °C |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ | | | .26 | .00 | .34 | .52 | .52 | .80 | .78 | .80 | °C |

Nach diesen Werten können wir im wesentlichen noch dieselben Eigenschaften der T_m -Luft wie im Sommer feststellen. Über der stabilen Bodenschicht bis 2,5 km liegt der obere Konvektionsraum oberhalb 3,5 km Höhe.

Bei den Luftmassen der potentiellen Aequivalenttemperaturen 40—49° C ist an Hand der verfügbaren Aufstiege schwer zu entscheiden, ob sie als T_{mt} - oder P_{mt} -Luft, d. h. als Übergangsluft subtropisch-mariti-

men Ursprungs oder als gealterte, zusammensinkende Polarluft anzusprechen ist. Man muß berücksichtigen, daß die atlantische T_m -Luft schon einen sehr erheblichen Weg über den winterlich erkalteten Kontinent bis Cordoba zurückgelegt hat. Aus diesem Grunde sind die θ_a -Werte von 40—49° C als T_{mt} - und P_{mt} -Luft zusammengefaßt.

Tab. 16. Mittlere potentielle Aequivalent- und mittlere Lufttemperatur der T_{mt} - und P_{mt} -Luftmassen über Cordoba. 9 Winteraufstiege.

| Höhe: | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | km |
|-----------------------------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|------|----|
| $\theta_a^{T_{mt}, P_{mt}}$ | — | 37 | 39 | 42 | 44 | 43 | 44 | 47 | 44 | 44 | °C |
| t_m | 11.2 | 14.3 | 12.4 | 11.7 | 9.0 | 6.6 | 3.3 | 0.0 | -2.2 | -5.9 | °C |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ | — | .42 | .38 | .14 | .54 | .48 | .66 | .66 | .44 | .74 | °C |
| f_m | 92 | 60 | 52 | 41 | 33 | 27 | 26 | 26 | 30 | 28 | % |

Die Mittelwerte der relativen Feuchte zeigen, daß diese Luftmassen in der Höhe trocken sind. Dies deutet auf zusammensinkende Polarluft hin. Andererseits lassen auch einzelne Aufstiege deutlich größere vertikale Temperaturgradienten des oberen Konvektions-

raumes hervortreten, welche den T-Luftmassen eigentümlich sind. Die Aufstiege vom 19. 5. 44 und 26. 7. 44 lassen diese großen Temperaturgradienten beispielsweise gut hervortreten.

Tab. 17. Vertikale Temperaturgradienten am 19. 5. und 26. 7. 44 über Cordoba.

| Höhe | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | km |
|-------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| 19. V. 44 | — | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | °C |
| 26. VII. 44 | — | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | °C |

Die Mittelwerte der potentiellen Aequivalenttemperatur $\theta_a^{P_{ma}} = 30—39° C$ gehören in Cordoba im Winter den P_{mp} - und P_{ma} -Luftmassen an, der atlantischen

und pazifischen Polarluft, die mit schwach ausgeprägten Fronten in den Raum von Cordoba eindringen.

Tab. 18. Mittlere potentielle Aequivalenttemperatur und mittlere Lufttemperatur der P_m -Luftmassen über Cordoba. 6 Winteraufstiege.

| Höhe: | 0.5 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 | 3.0 | 3.5 | 4.0 | 4.5 | 5.0 | km |
|-----------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|----|
| $\theta_a^{P_{ma}, P_{mp}}$ | — | 28 | 32 | 35 | 36 | 37 | 39 | 41 | 42 | — | °C |
| t_m | 5.0 | 8.5 | 8.9 | 7.0 | 4.1 | 1.5 | -0.2 | -3.5 | -5.4 | -8.6 | °C |
| $\frac{\Delta t}{\Delta h}$ | — | .70 | .08 | .38 | .58 | .52 | .34 | .64 | .38 | .64 | °C |

Eine synoptische Bearbeitung dieser Aufstiege ist nicht möglich, da eine Folge der Aufstiege auch nur über 2 Tage nicht gegeben war.

II. Zusammenfassung.

Nach aerologischen Flugzeugaufstiegen in Buenos Aires und Cordoba wird der mittlere Zustand der Atmosphäre im Sommer und Winter abgeleitet und eine Luftmassenanalyse nach repräsentativen potentiellen Aequivalenttemperaturen durchgeführt.

Die Sommeraufstiege ergeben die Unterteilung der Troposphäre in zwei Konvektionsräume, den unteren Konvektionsraum bis 3,0 km und den oberen Konvektionsraum zwischen 3,0 und 7,0 km Höhe.

Der obere Konvektionsraum erweist sich hierbei als der wesentliche für die Wettergestaltung des Sommers.

Die Höhenaufstiege des Sommers in Cordoba gestatten den mit großer Regelmäßigkeit sich vollziehenden Wetterablauf auf Kaltluftaktivierung in der Höhe zurückzuführen, durch die eine stufenweise nach unten fortschreitende Labilisierung und nachfolgende Stabilisierung der Troposphäre herbeigeführt wird. Der Wetterablauf vollzieht sich also in der Hauptsache in der Umsetzung vertikaler Labilitätsenergie.

Eine Untersuchung des vertikalen Zustandes der Atmosphäre vor den Pamperofronten hat ergeben, daß die Energie der Pamperofront bei vorherrschender präfrontaler Stabilität der horizontalen Labilität nebeneinander liegender Luftmassen entnommen wird.

Abgeschlossen am 13. 9. 50.

