

9

**Untersuchung über die Windverhältnisse in Bodennähe
bei verschiedenen Wetterlagen**

Von
F. Mäder

City-Druck AG, Zürich-Glattbrugg
1968

UNTERSUCHUNG UEBER DIE WINDVERHAELTNISSE IN BODENNAEHE BEI
VERSCHIEDENEN WITTERUNGSLAGEN

Von F. MAEDER

Klimatologische Abteilung der
Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich

und

Geographisches Institut der Universität Zürich

ZUSAMMENFASSUNG

Die Windverhältnisse einer Station werden bestimmt durch die grossräumige Strömung und die Lokalwinde. Der Anteil dieser beiden Windsysteme hängt ab von der Witterungslage, vom Relief und der Jahreszeit. In der vorliegenden Arbeit werden die diesbezüglichen Verhältnisse für die Alpennordseite (Gebiet der Schweiz) untersucht.

Für das Reusstal ergibt sich eine dominierende Stellung des lokalen Windsystems bei allen Witterungslagen. Seine Ausbildung wird nur durch die jahreszeitliche Aenderung der Strahlungsverhältnisse bestimmt. Im Mittelland verschiebt sich das Schwergewicht auf den Gradientwind, lässt aber bei bestimmten Witterungslagen ebenfalls eine lokale Strömung klar erkennen.

RÉSUMÉ

Les conditions de vents d'une station météorologique sont régies par la répartition des pressions à l'échelle continentale et par des facteurs locaux. La part qui revient à chacun de ces deux phénomènes dépend de la situation météorologique générale, du relief et de la saison. Dans le présent travail on recherche ce rapport pour la partie suisse du versant nord des Alpes.

Pour la vallée de la Reuss on en déduit une prédominance des vents locaux et cela quelle que soit la situation générale. La formation de ces vents n'est conditionnée que par la variation saisonnière du rayonnement. Sur le Plateau, la prédominance revient aux vents de gradient. Pourtant dans certaines situations particulières, on peut nettement déceler des courants de caractère local.

RIASSUNTO

Le condizioni anemologiche di una stazione vengono determinate dalle correnti in grande e dai venti locali. La parte spettante ai due sistemi dipende dalla situazione meteorologica generale, dall'orografia e dalla stagione. In questo lavoro vengono studiati i rapporti corrispondenti per il nord delle Alpi (parte svizzera).

Per la valle della Reuss si constata una posizione dominante del sistema dei venti locali in tutte le situazioni meteorologiche. La formazione di tali venti è determinata dal cambiamento stagionale delle condizioni di irradiazione. Sull'Altipiano la predominanza si sposta verso i venti di gradiente. Tuttavia in determinate situazioni meteorologiche si possono riconoscere nettamente correnti di carattere locale.

SUMMARY

The wind conditions of a station are determined by large-scale air currents and local winds. The share of both wind systems depends on the weather situation, the orographic situation of the station and the season. In this paper the wind conditions on the northern part of the Alps in Switzerland are treated.

In the valley of the Reuss the local wind system dominates on all weather situations. Its formation depends only on the seasonal variation of the radiation. On the Swiss Plateau the gradient wind dominates, but on certain weather situations a local air current can also be recognized very clearly.

Einleitung

Winduntersuchungen gehörten in der Frühzeit der Meteorologie zu deren wichtigsten Aufgaben. Damals waren sie für die Schifffahrt von Bedeutung. Auch bei der später aufkommenden Luftfahrt spielten Winduntersuchungen eine wesentliche Rolle. Aber die Verhältnisse in Bodennähe zu kennen, genügte nun längst nicht mehr. Darum wurde versucht, mit Ballonen immer höhere Luftschichten zu erreichen und mit Messgeräten das Luftmeer wissenschaftlich und wirtschaftlich zu erschliessen. In neuerer Zeit haben es die Kenntnis der Dynamik der Atmosphäre einerseits, und die Daten eines weltweiten Netzes von Beobachtungsstationen andererseits, ermöglicht, die Strömungsverhältnisse in den verschiedenen Standardniveaus synoptisch zu betrachten. Dabei ist klar zum Ausdruck gekommen, wie unterschiedlich die Windverhältnisse in verschiedenen Höhen sein können, obschon jeder dieser Ströme nur Teil einer allgemeinen Zirkulation ist, einer Zirkulation allerdings, welche weit über die Troposphäre hinausreicht und noch eine Reihe ungelöster Rätsel in sich birgt.

Eine Untersuchung der bodennahen Winde bedarf heute keiner besonderen Rechtfertigung mehr, nachdem es sich gezeigt hat, dass die tieferen Luftschichten starken Einflüssen durch den Menschen ausgesetzt sind. Will man der fortschreitenden Luftverunreinigung, und vor allem deren Folgen auf künftige Generationen Einhalt gebieten, dann ist eine gründliche Kenntnis der Austausch- und Strömungsvorgänge in diesem Teil der Atmosphäre unbedingt erforderlich. Die Zahl der einschlägigen Untersuchungen nimmt erfreulicherweise ständig zu, könnte aber angesichts der ausserordentlichen Bedeutung des Problems noch grösser sein. In vielen dieser Arbeiten zeigt sich die Tendenz, eine Allgemeingültigkeit der physikalischen Beziehungen herauszuarbeiten. Oertliche Gegebenheiten aber, wie Relief und Höhenlage, modifizieren die meteorologischen Vorgänge sehr stark. Dies ist für Bodenwinde geradezu charakteristisch und auch dem Nichtfachmann aus der Erfahrung bekannt. Viele dieser Winde treten so regelmässig auf, dass ihnen der Volksmund eigene Namen gegeben hat. Ihr Zusammenhang mit den grossräumigen Strömungen und dem Wetterablauf ist aber in vielen Fällen nahezu unbekannt. In der vorliegenden Arbeit wird versucht, einzelne Fragen aus diesem Problemkreis herauszugreifen und zu untersuchen [9].

Probleme der bodennahen Winde

Die Prozesse der Reibung, der Konvektion und der Strahlung bauen in der untersten Schicht der Troposphäre einen Grenzraum auf, der sich in mancher Hinsicht von der darüberliegenden Schicht unterscheidet. In der vorliegenden Untersuchung steht die Behandlung des Windes dieser Grenzschicht im Vordergrund und die übrigen Wetterelemente werden nur so weit berücksichtigt, als ihr Einfluss auf den Wind von Bedeutung ist [20, 21, 22].

Es ist evident, dass Einzelmessungen von Windrichtung und Windstärke nur momentane Gegebenheiten liefern und somit geringen Aussagewert haben. Eine Zusammenfassung der Messwerte nach ganz bestimmten Gesichtspunkten war daher unumgänglich. Am besten geeignet zur Klassifikation erwiesen sich nach sorgfältiger Prüfung die Witterungslagen; denn lokale Windsysteme müssen in wenigstens einer dieser Lagen hervortreten. Um auch stark strahlungsabhängige Vorgänge erfassen zu können, wurden die Mittelwerte aus den Witterungslagen auch nach Jahreszeiten gegliedert. Besondere Aufmerksamkeit verlangte die Windauswertung hinsichtlich der durch Bodenrauigkeit gestörten Strömung. Auf einige wichtige Punkte sei im folgenden hingewiesen:

a) Winddrehung mit der Höhe unter dem Einfluss der Bodenreibung. Bei gleichförmiger Bewegung eines Luftteilchens in genügend grossem Abstand von der Erdoberfläche sind Druckkraft, Corioliskraft und Zentrifugalkraft im Gleichgewicht. Die Bahn verläuft parallel zu den Isobaren und man bezeichnet einen solchen Wind als Gradientwind. Durch Annäherung an die Erdoberfläche nimmt die Reibung stark zu, die Bewegung der Luftteilchen wird verzögert. Eine Geschwindigkeitsänderung aber verursacht ihrerseits wieder eine Veränderung der Corioliskraft nach der Beziehung

$$\vec{c} = 2m \vec{v} \times \vec{\omega},$$

wobei c die Corioliskraft, m die Masse, v die Teilchengeschwindigkeit und w die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation ist.

In der Folge kommt es zu einer Bahnänderung. Der Wind weht nicht mehr parallel zu den Isobaren, sondern schneidet diese unter einem bestimmten Winkel, welcher von der Reibung, und folglich auch von der Höhe über Grund abhängig ist. Infolgedessen schien es ratsam, eine in Anemometerhöhe gemessene Windrichtung nicht zur weiteren Klassifizierung zu verwenden [13].

b) Turbulenz. Bei allen Windaufzeichnungen kommt zum Ausdruck, dass der Wind keineswegs eine gleichförmig bewegte Luftmasse ist; vielmehr weist er anwachsende und abnehmende Geschwindigkeiten auf. Unter atmosphärischer Turbulenz versteht man das Auftreten ungeordneter Zusatzbewegungen in einer Luftströmung. Oft wird dafür auch der Ausdruck Böigkeit verwendet. Je nach der Art ihrer Entstehung unterscheidet man zwischen einer mechanischen, durch die Bodenrauigkeit bedingten, und einer thermischen Turbulenz. Die letztere spielt bei der täglichen Windänderung eine grosse Rolle und soll später noch einmal erwähnt werden. Im übrigen wird die Struktur des Windes nicht weiter berücksichtigt werden [16, 29].

c) Geländeeinflüsse. Für eine Reihe von Faktoren, die bei der Bestimmung des Standortes einer klimatologischen Beobachtungsstation entscheidend sind, hat das Relief der weiteren Umgebung keinen grossen Einfluss. Beispielsweise beeinträchtigt ein Hügel, der einige hundert Meter von der Station entfernt und nicht sehr hoch ist, die Niederschlagsmessung kaum. Für die Windregistrierung aber ist eine möglichst ungestörte Lage erforderlich, damit Vergleiche mit anderen Stationen angestellt werden können. Dieser Forderung konnte nicht überall entsprochen werden. Um nun diesen störenden Geländeeinflüssen Rechnung tragen zu können, erwies sich ein Besuch der verschiedenen Stationen für die Auswertung als sehr wertvoll [3, 11].

Verwendetes Material

Für die Untersuchung wurden Windmessungen aus dem klimatologischen und aerologischen Beobachtungsnetz verwendet. Dazu gehören:

- a) die Monatstabellen der Meteorologischen Zentralanstalt mit den Eintragungen der Stationen des klimatologischen Netzes
- b) die Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt
- c) die technischen Bulletins der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt mit den Stationen des synoptischen Netzes
- d) Monatsblätter mit Windauswertungen einiger klimatologischer Stationen
- e) Original-Windstreifen
- f) die Wetterberichte der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt mit den Isobarenkarten
- g) die Wetterberichte des Deutschen Wetterdienstes
- h) Daten der Radiosonde von Payerne
- i) Windregistrierungen des Gesundheitsinspektorates der Stadt Zürich.

Untersuchungsgebiet

Die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes wurde nach folgenden Gesichtspunkten vorgenommen:

1. Die Höhenunterschiede der Stationen sollen nicht zu gross sein, da ihre Messwerte sich dann besser vergleichen lassen. Für Druckreduktionen werden damit ebenfalls gute Voraussetzungen geschaffen.
2. Die Messpunkte im Untersuchungsgebiet müssen möglichst gleichmässig verteilt sein.

Mittelland und Voralpengebiet entsprachen diesen Bedingungen am besten. Miteinbezogen wurde noch das Reusstal. Die dort auftretenden Einflüsse der Witterungslagen lassen sich mit grosser Wahrscheinlichkeit auch auf die anderen Täler der Alpennordseite übertragen. Als Aussenposten diente noch die Bergstation auf dem Säntis.

Messgeräte.

Die folgenden Messgeräte dienen der Registrierung und Aufzeichnung von Windrichtung und Windstärke:

a) Wild'sche Fahne. Eine Reihe von Stationen im klimatologischen Netz sind mit diesem Pendelanemometer ausgerüstet. Es besteht aus einer vertikal aufgehängten Metallplatte, die fest verbunden mit einer Windfahne, immer senkrecht zur Strömungsrichtung gestellt wird. Die Windstärke lässt sich nach der Auslenkung der Platte bestimmen. Das Gerät ist nicht registrierend. Die Ableseung erfolgt durch einen Beobachter zu den drei üblichen Beobachtungsterminen 07³⁰, 13³⁰ und 21³⁰ Uhr. Notiert wird ausser der Windstärke auch die Stellung der Windfahne. Aus diesen Momentanwerten ergibt sich natürlich niemals ein scharfes Bild der wirklichen Luftbewegung. Die Ableseung wird ausserdem oft durch ungünstige Sichtverhältnisse (Nebel, starker Regen, Schneefall) erschwert.

b) Windschreiber Modell Siap. Die Stationen Altdorf, Säntis und Gütsch sind mit diesem Flügelrad-Anemometer ausgerüstet. Bei diesem Gerät sind Windfahne und Anemometer zusammengebaut. Für Flügelräder ist dies besonders wichtig, weil ein schiefes Anströmen der Propeller die Windmessung in unkontrollierbarer Weise beeinflusst. Die Propellerachse trägt den Rotor eines Generators, der den Strom zur Registrierung von Windstärke und Richtung liefert, denn die Messung und die Aufzeichnung erfolgen räumlich getrennt. Die grosse Massenträgheit des rotierenden Systemes (Propeller, Achse, Rotor) erweist sich bei diesem Modell als nachteilig. Sehr schwache Winde werden nicht mehr aufgezeichnet. Der Schwellenwert ist von Apparat zu Apparat etwas verschieden und muss im Windkanal ermittelt werden.

c) Windschreiber Modell Fuess. Zürich, Bern, Oeschberg, Payerne und Lausanne verfügen über einen Schalenanemographen. Das Gerät hat sich im Stationsdienst gut bewährt und weist einige Vorzüge auf. So rotieren die Schalen um eine vertikale Achse und sind daher unempfindlich gegen Richtungsänderungen der Strömung, die bei Turbulenz häufig auftreten. Die keilförmige Windfahne trägt an der Spitze ein Pitotrohr als Böenschreiber [31]. Durch die Keilform der Fahne werden seitliche Schwingungen gedämpft. Anemometer und Registriereinrichtung sind auch hier getrennt, bleiben aber durch ein Gestänge mechanisch verbunden. Bei den Windschreibern Siap und Fuess ist ein täglicher Wechsel der Registrierstreifen notwendig.

d) Windschreiber Modell Woelfle. Die Bauweise des Woelfle entspricht weitgehend dem zuletzt beschriebenen Typ, nur sind die Dimensionen viel kleiner. Dadurch ist dieser Windschreiber für mobile Stationen oder befristete Messungen sehr geeignet. Die Betriebsdauer ohne Streifenwechsel kann auf einen Monat ausgedehnt werden, doch treten dann häufig Zeitdifferenzen in der Registrierung auf. Die Aufzeichnungen der Station Göschenen stammen von einem solchen Gerät.

Allgemein gilt für die Windmesser: Die verwendeten Messgeräte haben nicht die Präzision von Laborinstrumenten. Sie können sie auch nicht haben, denn sie stehen oft während Jahren bei jeder Witterung an exponierten Stellen und entbehren einer täglichen Wartung. Davon ausgenommen sind natürlich die aerologischen Sonden. Ferner umfasst der Messbereich des Anemometers nicht immer das ganze Spektrum der Windgeschwindigkeiten. Solid gebaute Geräte haben hohe Schwellenwerte für die Windstärke und schwache Winde werden nicht aufgezeichnet, wogegen leichte und empfindliche Konstruktionen durch den Sturmwind zerstört werden. Die meisten Apparate stellen daher in ihrem Bau einen Kompromiss zwischen Festigkeit und Empfindlichkeit dar [15].

Aufstellung der Anemometer

Nach dem Beschluss der internationalen meteorologischen Konferenz von Zürich (1926) gilt als Standardaufstellung für synoptische Messungen eine Anemometerhöhe von mindestens 6 m über Grund in freiem Gelände oder 3 - 4 m über Dächern. Diese Vorschrift wurde von der meteorologischen Weltorganisation dahin berichtigt, dass der Abstand Anemometer - Erdboden mindestens 10 Meter betragen soll und Hindernisse wenigstens um den zehnfachen Betrag ihrer eigenen Höhe vom Gerät entfernt sein müssen. Leider fehlen Richtlinien, welche auch den Träger eines

Windmessers berücksichtigen. Zweifellos werden Aufzeichnungen über einem Flach- oder Giebel-dach etwas verschieden ausfallen. Selbst wenn die Abstände Anemometer - Dach und Dach - Erdboden den heutigen Vorschriften entsprechen, zeigen sich in der Registrierung der Windrichtung Einflüsse durch den Unterbau. Diesem Problem sollte noch mehr Beachtung geschenkt werden, weil der Bau von Messtürmen aus wirtschaftlichen Gründen wohl kaum möglich ist.

Vergleichbarkeit von Messwerten

Die Frage der Geschwindigkeitsverteilung in der Vertikalen nahe dem Erdboden wurde schon in verschiedenen Arbeiten diskutiert. Die theoretischen und experimentellen Untersuchungen führen dabei zu recht unterschiedlichen Resultaten, die ausserdem noch durch allerlei Randbedingungen in ihrer Gültigkeit stark eingeschränkt sind. Dies bedeutet, dass zur Zeit ein Vergleich von zwei Messreihen nur dann exakt möglich ist, wenn die Anemometer in gleicher Höhe über Grund aufgestellt sind. Ist das nicht der Fall, dann stehen verschiedene Näherungsformeln zur Verfügung, um diesen Uebelstand etwas zu überbrücken. Im klimatologischen und synoptischen Netz liegt das Verhältnis der Anemometerhöhen bei 1 : 4. Die Fehler beim Vergleich dieser Stationswerte sind aber klein gegenüber den Abweichungen durch Geländeeinflüsse.

Windangaben

Die Windstärke ist eine vektorielle Grösse und setzt sich zusammen aus Richtung und Betrag der Windgeschwindigkeit. Bei allen von mir benutzten Messgeräten wird die Windneigung vernachlässigt, d. h. gemessen wird nur die Projektion des Windvektors auf eine horizontale Ebene. Für die freie Atmosphäre ist diese Einschränkung nicht besonders gravierend, weil dort die Windneigung ohnehin gering ist; in Bodennähe freilich braucht dies nicht immer der Fall zu sein. Zur Zeit sind aber Windmesser für drei Dimensionen erst im Prüfstadium, und es wird noch einige Zeit dauern, bis Modelle für den Stationsbetrieb erhältlich sind.

Die Angabe der Windstärke geschieht in Metern pro Sekunde oder in Kilometern pro Stunde. Für die Windrichtung wurde die Windrose in 36er Teilung gewählt.

Klassifikation

Die Einordnung der täglichen Windwerte in Gruppen mit bestimmten gemeinsamen Merkmalen, den Witterungslagen, geschah in Anlehnung an die Systematik der Witterungslagen von SCHUEPP. Massgebend für die Zuordnung zu einer bestimmten Lage ist der Verlauf der Isobaren der Bodenwetterkarte (1000 mb Niveau) und nur in Fällen, in denen eine flache Druckverteilung dies erschweren würde, wird auch das Druckfeld der Höhenwetterkarte (500 mb Niveau) mitberücksichtigt. Die Advektionslagen gliedern sich nach den Strömungsrichtungen in:

- Bisenlage, mit Anströmrichtung E, NE und teilweise SE
- Staulage, mit Anströmrichtung N, NW
- Westlage, mit Anströmrichtung W und teilweise SW
- Südlage, mit Anströmrichtung S und teilweise SW, SE.

Wo genügend lange Messreihen eine weitere Gliederung möglich machten, wurde auch die absteigende bzw. aufsteigende Tendenz der Luftmassen berücksichtigt und weiter unterschieden zwischen anti-zyklonaler Advektionslage (Hochdruckrandlage), zyklonaler Advektionslage (Tiefdruckrandlage) und reiner Strömungslage.

Die konvektiven Lagen setzen sich zusammen aus Hoch-, Flach- und Tiefdrucklage. Tabelle 1 orientiert über das Schema für die Klassifizierung:

Tabelle 1. Schema der Witterungslagen.

Bise	Zyklonal (Z)	Antizyklonal (AZ)	Indifferent oder Strömungslage (S)	Advective Lagen
West				
Stau				
Sued				
Hoch	oo Hoch	ox Hochdruck- rücken	o9 Zwischen- hoch	Konvektive Lagen
Tief	xo Höhen- hoch	xx Indifferent	x9 Höhen- tief	
Flach	90 Sek. Tief	9x Tiefdruck- rinne	99 Tief	

In der Bezeichnung der Witterungslagen wurde die Kurzschreibweise Hoch für Hochdrucklage, Stau für Staulage, etc. eingeführt.

Die Abbildung 1 zeigt Beispiele einer grossräumigen Druckverteilung über Europa, die zu den entsprechenden Witterungslagen geführt haben.

Die Dauer einer Witterungslage reicht von 2 bis etwa 16 Tagen. Am häufigsten sind Intervalle von 4 bis 6 Tagen. Um störende Einflüsse auf die Mittelwertbildung durch Wetterumschlag zu vermeiden, wurden alle Grenzfälle eliminiert. So wurde etwa der letzte Tag einer Bisenlage gestrichen und ebenso der erste einer darauf folgenden Hochdrucklage.

An dieser Stelle sei noch kurz auf den Unterschied in der Bedeutung der beiden Ausdrücke Wetter und Witterung hingewiesen. Unter Wetter versteht man einen bestimmten Zustand der Atmosphäre im Zeitraum von vierundzwanzig Stunden, unter Witterung dagegen den Wettercharakter über ein Zeitintervall von mehreren Tagen [24, 25].

Die Windverhältnisse im Reusstal

Das Reusstal wurde in das Untersuchungsgebiet einbezogen, weil es in meteorologischer Hinsicht eng mit dem Voralpenraum, möglicherweise sogar mit dem Mittelland verbunden ist. Dies gilt besonders für die Winde in der Talsohle, wo auch die Aufzeichnungen gemacht wurden. Die Hangwinde an den Talflanken sind normalerweise ebenfalls Bestandteil der Talwindzirkulation; ihr Verhalten unter den verschiedenen Witterungslagen muss aber nicht analog demjenigen des Talwindes verlaufen. Für die Kammregion gelten wieder andere Strömungsverhältnisse [6].

a) Messtationen:

Altdorf. Seit 1957 befindet sich ein Windschreiber auf einem 40 m hohen Siloturm der Eidgenössischen Getreideverwaltung in Altdorf. Der Standort liegt halbwegs zwischen Altdorf und

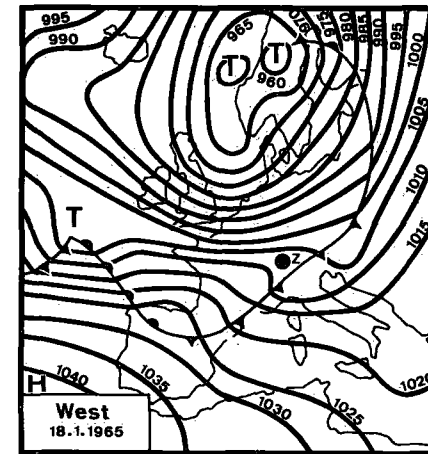
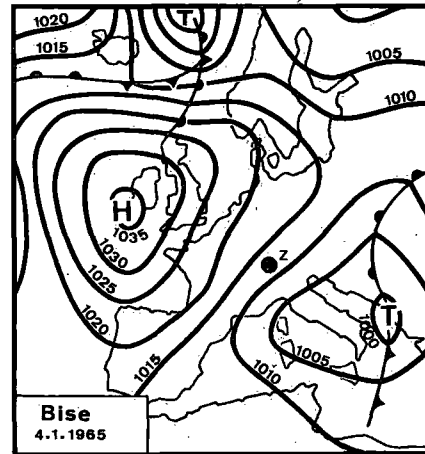
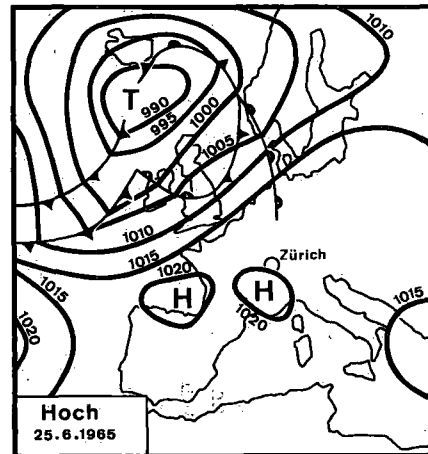
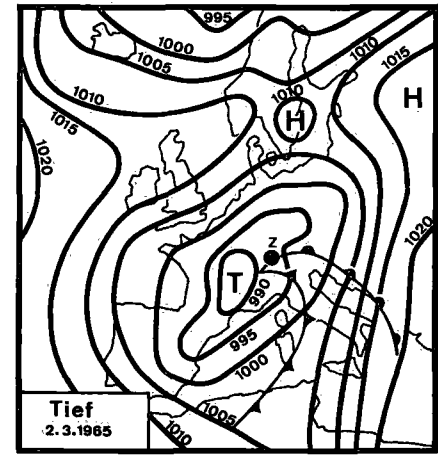
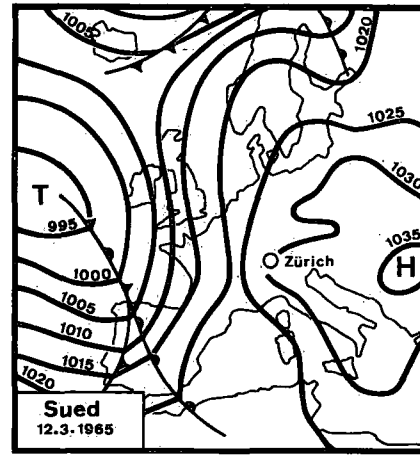
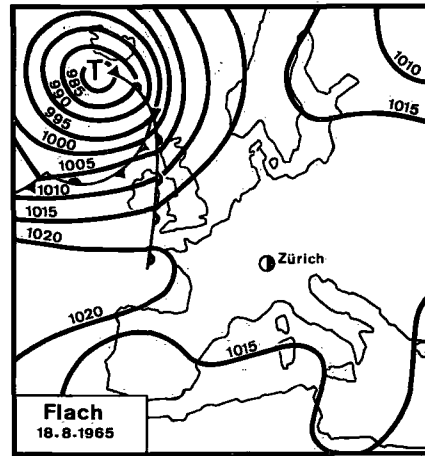
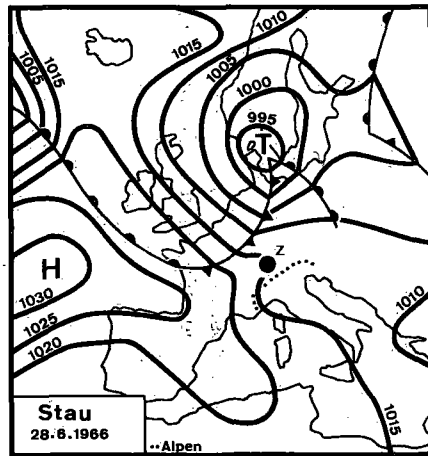


Abb. 1. Die Druckverteilung am Boden bei verschiedenen Witterungslagen.

Attinghausen, ziemlich genau in der Talmitte. Störende Hindernisse ragen bis in diese Höhe keine, dagegen dürfte das Giebeldach nicht ganz ohne Einfluss auf die Messung sein. Koordinaten:

$\lambda = 8^{\circ} 38'$, $\varphi = 46^{\circ} 52'$, Stationshöhe: 450 m ü. M.

Göschenen. Um den Verlauf der Winde talaufwärts weiter verfolgen zu können, war eine Station im oberen Talabschnitt notwendig. In Göschenen stand schon ein Windschreiber für Föhnuntersuchungen. Dieser liess sich ganz gut zu weiteren Studien verwenden. Das Gerät war am Südausgang des Dorfes aufgestellt, im Schnittpunkt der Schöllenen mit dem Göschener Tal. Koordinaten: $\lambda = 8^{\circ} 35'$, $\varphi = 46^{\circ} 40'$, Stationshöhe: 1126 m ü. M.

b) Das Windsystem. Die erste Aufgabe galt dem Nachweis einer möglichen Berg-Talwindzirkulation, wie sie aus Untersuchungen im Rhonetal, in Südtirol und den österreichischen Alpen bereits bekannt ist. Die Witterungslagen sollten zunächst unberücksichtigt bleiben. Eine Darstellung der Windstärke und Windrichtung als Funktion der Tageszeit erlaubte es, periodische Winde eindeutig festzustellen. Da diese Periodizität durch das Auftreten von Föhn im Reusstal gestört werden kann, mussten alle Föhntage mit Föhndurchbruch in Altdorf ausgeklammert werden. Aus den stündlichen Windwerten wurde der mittlere Tagesgang für die zwölf Monate des Jahres gerechnet. Schon die ersten Aufzeichnungen dieser Mittelwerte zerstreuten alle Zweifel an der Existenz eines Berg-Talwindesystemes. Stärkere und langanhaltende Abweichungen der Windrichtung von der Talachse traten nur sporadisch auf. Es wäre ein Irrtum, wollte man dies als selbstverständlich betrachten. In einer etwa 3 km breiten Talsohle muss die Strömung keinesfalls dauernd der Talachse folgen. Ausserdem mündet auf der rechten Talseite ein grösseres Seitental (Schächental) ins Haupttal.

Nach diesen ersten Feststellungen wurden alle Winde aus den Richtungen S, SSE und SE zu einer Gruppe Bergwind, und alle aus den Richtungen N, NNW und NW zu einer Gruppe Talwind zusammengefasst. Dies entspricht zwei Sektoren mit einem Oeffnungswinkel von 45 Grad. Darin verläuft die Talachse als Winkelhalbierende in Richtung NNW - SSE, bezogen auf den Messpunkt Altdorf. Die Ergebnisse sind in der Abbildung 2 zusammengestellt. Aus praktischen Gründen wurden je zwei Monate zusammengefasst. Mit dieser ersten Analyse wird das Berg-Talwindesystem schon recht gut sichtbar. Man ersieht daraus eine starke Abhängigkeit von der Jahreszeit, speziell für den Talwind. Die Unterschiede in den mittleren Windgeschwindigkeiten sind für den Mechanismus dieses Zirkulationssystemes ganz charakteristisch. Sie bleiben scheinbar im Winter erhalten, obschon der Talwind kaum mehr in Erscheinung tritt. Eine Erklärung vermochte erst die Berücksichtigung der Witterungslagen zu geben.

Die Häufigkeit, mit der die Winde in den einzelnen Tageszeiten auftreten, variiert beträchtlich. Am Tag dominiert eindeutig ein Wind aus dem Sektor N - NW, in der Nacht aus S - SE. Für jeden der beiden Sektoren wurde deshalb das Häufigkeitsmaximum bestimmt. Fällt nun zu irgend einer Tages- oder Nachtstunde die Zahl der gemessenen Winde unter 50% dieses Wertes, dann wurde die Kurve der Windstärke gestrichelt eingezeichnet.

c) Zur Theorie der Berg- und Talwinde. Die lückenhaften Beobachtungen in der Frühzeit der alpinen Meteorologie brachten es mit sich, dass zur Erklärung der Windverhältnisse in den Bergtälern recht verschiedene Theorien aufgestellt wurden. Die räumliche Erforschung der Windsysteme in den letzten 50 Jahren hat einige Unklarheiten beseitigt, vermochte aber noch nicht alle Probleme zu lösen. Als notwendig und fruchtbar zugleich erwies sich die Abgrenzung der reinen Hang- und Ausgleichwinde von den eigentlichen Berg- und Talwinden. Für die letzteren hat WAGNER eine Theorie aufgestellt, welche den mit Pilotballonen gemachten Beobachtungen am besten entspricht. Er fand, dass die Luft im Tal bei gleicher Mitteltemperatur eine stärkere tägliche Temperaturschwankung aufweist als die Luft über der Ebene vor dem Tal. Dadurch entsteht ein Druckgradient längs des Tales, der die Luft talaufwärts in Bewegung setzt. Da es ohne ein Abströmen im Tal selber zu einer Anhäufung der Luftmassen kommen müsste, was aber nicht beobachtet wird, folgt, dass ein Kreisstrom vorhanden sein muss. Ein seitliches Abströmen über die Kammlinie konnte bisher nicht einwandfrei nachgewiesen werden, dürfte jedoch in gewissen Fällen auch eine Rolle spielen. Die an den erwärmten Talwänden gebildeten Aufwinde sind ein Abschnitt in der ganzen Zirkulation, über den man heute wohl am besten Bescheid weiss. Etwas problematisch erscheint noch der Rückstrom in der Kammregion und das Absinken der Luft im Vorland. Vor allem die Mächtigkeit und Höhenlage des Rückstromes ist noch kaum bekannt. Pilotballonflüge sollen aber seine Existenz nachgewiesen haben [3, 5, 12].

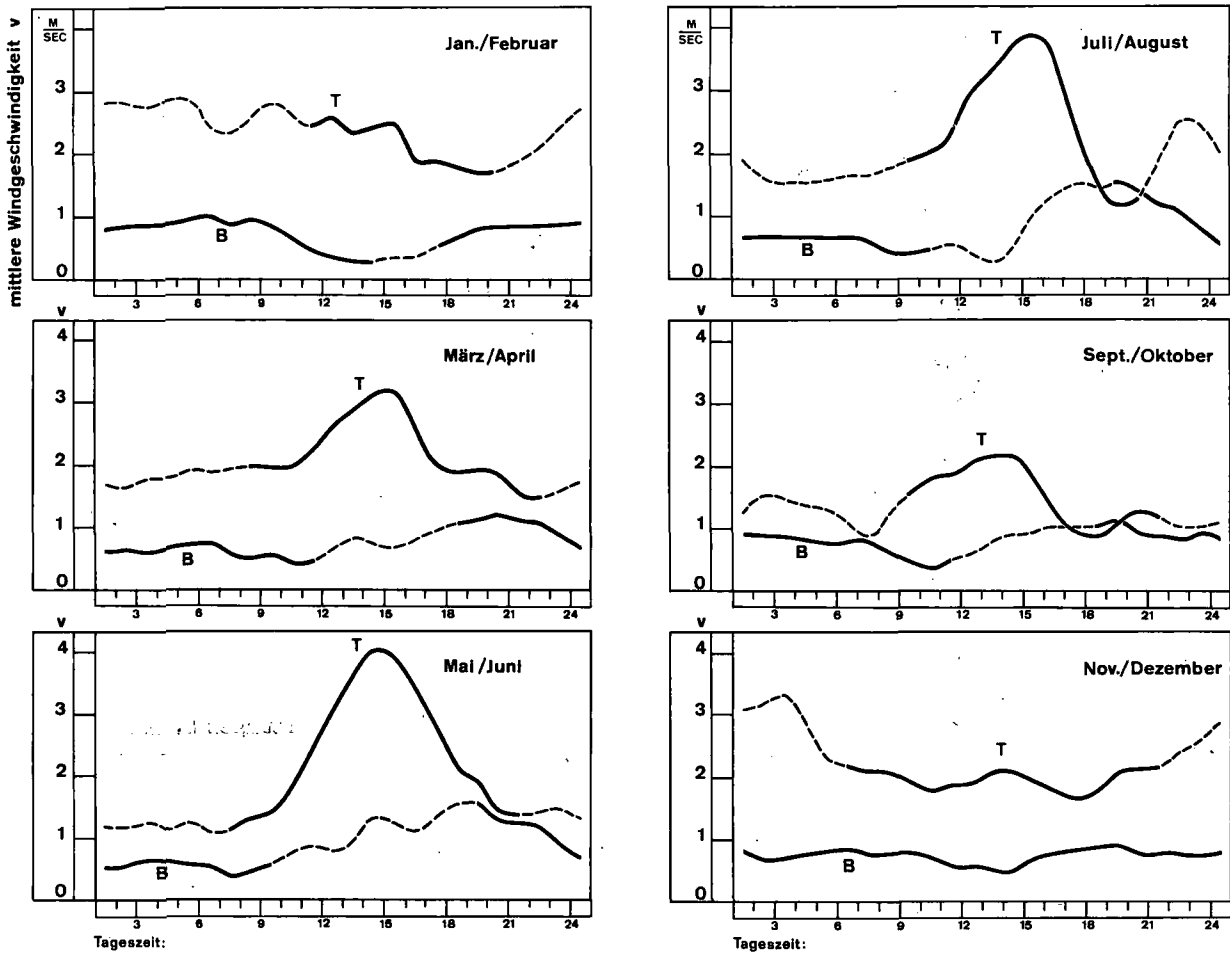


Abb. 2. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit in Altdorf. Die talaufwärts gerichtete Strömung ist mit T, die talabwärts gerichtete mit B bezeichnet. Fällt die Häufigkeit einer der beiden Windrichtungen unter einen bestimmten Wert (siehe Text), dann wurde die Kurve gestrichelt dargestellt.

Am Abend ändert die Zirkulation ihr Vorzeichen: in der Talsohle strömt die Luft aus dem Tal ins Vorland [19, 35, 36].

d) Einfluss der Witterungslage. Nachdem feststand, dass in dem Tal ein Berg-Talwind-system ausgebildet ist, galt der nächste Schritt dem Einfluss der Witterungslage auf diese Zirkulation. Dazu wurden die stündlichen Windwerte aus den Jahren 1957 bis 1965 nach Witterungslagen getrennt. Zur Bildung von Monatsmitteln reichte das vorhandene Material nicht aus. Selbst bei einer dreimonatigen Zusammenfassung blieben die Tief- und Flachdrucklagen unvollständig. Die Ursache liegt in der verschiedenen Häufigkeit, mit der die einzelnen Witterungslagen in den vier Jahreszeiten vorkommen. Als notwendig und hinreichend zur Mittelwertbildung wurden 30 Tage pro Witterungslage und Jahreszeit angesehen.

Für die West-, Stau-, Hochdruck- und Bisenlage sind die gefundenen Werte in der Abbildung 3 wiedergegeben. Die Zuordnung der Monate zu den verschiedenen Jahreszeiten ist dabei die folgende:

- Frühling : März, April, Mai
- Sommer : Juni, Juli, August
- Herbst : September, Oktober, November
- Winter : Dezember, Januar, Februar.

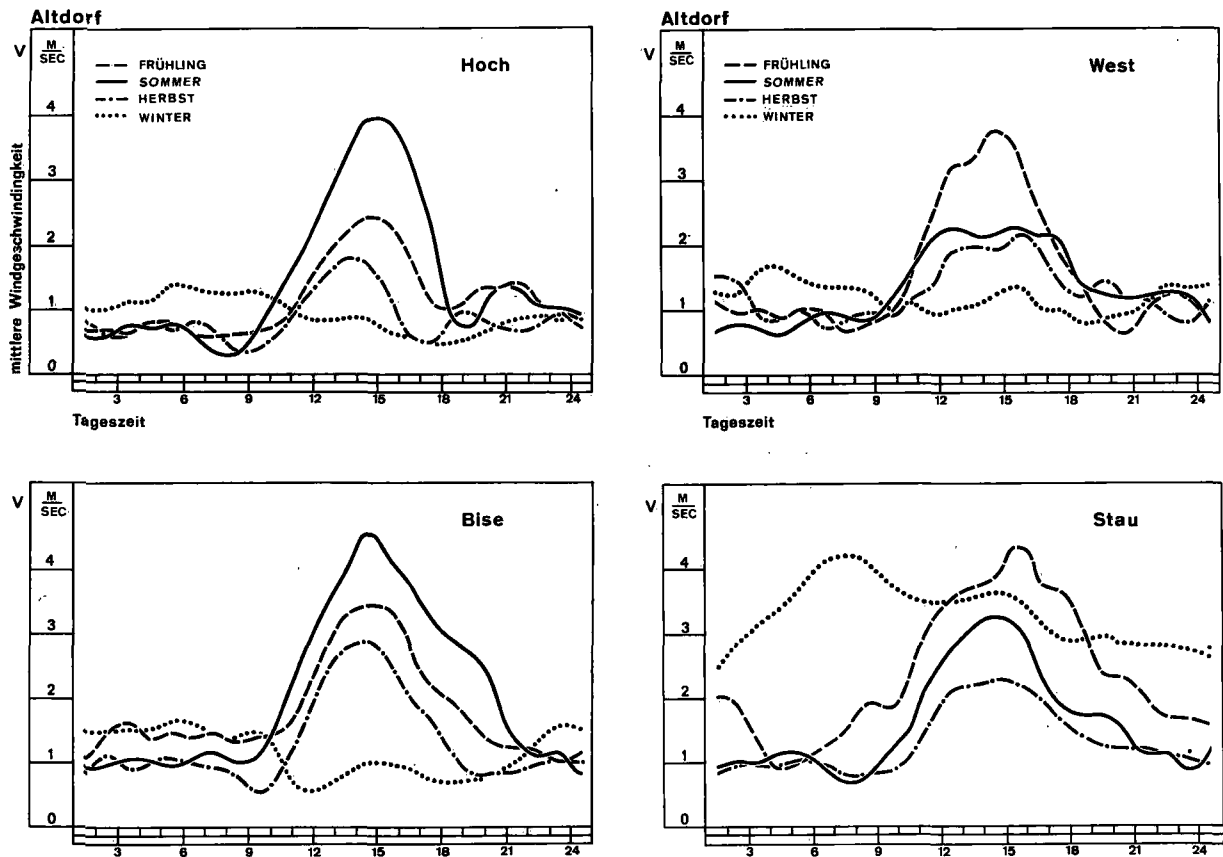


Abb. 3. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit bei Hochdrucklage, Bisenlage, Westlage und Staulage in den einzelnen Jahreszeiten in Aldorf.

Hochdrucklage. Sie zeigt ein kräftig entwickeltes Berg-Talwindssystem. Die beiden Strömungen unterscheiden sich im Frühling, Sommer und Herbst deutlich in ihrer Stärke. Sie sind ausserdem durch ein Minimum im Tagesgang voneinander getrennt. Im Einzelfall entspricht dies meist einer kurzen Windruhe und nur durch die zeitliche Verschiebung (Ueberlappung) in der Mittelwertbildung entsteht eine von Null verschiedene Windstärke. In den Wintermonaten sind die Unterschiede ausgeglichener, zum Teil sogar ins Gegenteil gekehrt. Der Talwind wird aber auch dann durch ein kleines Maximum angedeutet. Ein anfänglich kräftiger Bergwind in den Abendstunden dürfte mit der grossen Trägheit des ganzen Zirkulationssystems zusammenhängen, wodurch die Strömung das geänderte Druckgefälle Tal - Ebene noch etwas verstärkt.

Bisenlage. Die Bise ändert wenig an der Berg-Talwindzirkulation, die nach dem Diagramm dann eher noch etwas kräftiger erscheint. Im Frühling, Sommer und Herbst erfährt der Talwind eine auffällige Verstärkung gegen den Abend. Kurz darnach, noch vor dem Einsatz des Bergwindes, tritt eine Streuung in der Windrichtung auf. Diese Störung wird vermutlich durch Winde aus dem Schächental hervorgerufen. Demzufolge müssen die Winde im Reusstal und im Schächental bei Hochdrucklage simultan verlaufen, bei Bisenlage aber einen Phasenunterschied aufweisen.

Westlage. Auch bei dieser Witterungslage setzt sich das taleigene Windsystem immer wieder durch, obschon eine Zunahme der Bewölkung die Ausbildung kräftiger Gradienten erschwert. Der Talwind erscheint zu den gewohnten Zeiten, erreicht aber im Sommer und Herbst nicht mehr die volle Stärke. Interessant ist dabei ein fast stationärer Zustand in der Windge-

schwindigkeit über mehrere Stunden. Ein solcher Verlauf ist keineswegs zufällig; er wird vielmehr durch ganz bestimmte Einwirkungen hervorgerufen, die in den anderen Witterungslagen fehlen oder nur schwach ausgebildet sind. Dazu zählt ein kräftiger Gradientwind in der Kammregion, der den Rückstrom über dem Tal stark behindern kann. Möglicherweise führt auch ein Ausfall der Zirkulation im oberen Reusstal zu einer solchen Störung. Die West - Ost Orientierung des Göschener Tales mag sehr dazu beitragen, dass der Westströmung der Zugang vom Talende her erleichtert wird. Unerklärt bleibt freilich der fast normale Verlauf im Frühling.

Staulage. Von allen Witterungslagen scheint die Staulage für die taleigene Zirkulation am ungünstigsten zu sein. Sie bringt Winde in Richtung der Talachse. Ferner verursacht der Stau der Luftmassen an den Alpen starke Bewölkung und häufige Niederschläge, die sich ungünstig auf Lokalwinde auswirken müssen. Dennoch zeichnet sich deutlich die Entwicklung des Talwindsystems ab. Stärker behindert werden die nächtlichen Bergwinde; aber auch da ganz unterschiedlich je nach Jahreszeit. Die hohen Windstärken im Winter sind mit Föhnerscheinungen auf der Alpensüdseite verbunden (Nordföhn).

Für die verschiedenen Witterungslagen wurde die Anzahl der Fälle mit eindeutigem Windwechsel am Vormittag und Abend ausgezählt und so die prozentuale Häufigkeit der Tage mit unmaskiertem Berg / Talwind bestimmt (Tabelle 2).

Tabelle 2. Prozentuale Häufigkeit der Tage mit unmaskiertem Berg-Talwind in Altdorf.

Jahreszeit	Witterungslage					
	Stau	West	Bise	Hoch	Flach	Tief
Frühling	36	60	53	93	36	-
Sommer	53	55	67	100	36	-
Herbst	44	70	86	93	-	27
Winter	10	20	47	36	-	-

Die oben ermittelten Häufigkeiten stellen eine untere Grenze dar, denn in Wirklichkeit treten die beiden Hauptwinde fast täglich auf, werden aber durch kürzere oder längere Störungen unterbrochen und sind deshalb in der Statistik nicht dem Berg / Talwind zugezählt.

Zusammenfassung. Die Ergebnisse lassen klar erkennen, dass es sich beim Berg-Talwindssystem um ein Phänomen von aussergewöhnlicher Beständigkeit handelt. Die Tendenz zu seiner Entwicklung ist so gut wie immer vorhanden, und zwar bei allen Witterungslagen, also auch bei bedecktem Himmel. Das Kernstück dieser thermischen Maschine liegt im Tal selber, gut geschützt von hohen Wänden. Der Einfluss der Witterung wäre viel grösser, wenn dem Vorland gleiches Gewicht zukäme. Talfremde Winde werden erst wirksam, wenn sie in Richtung der Talachse verlaufen und so den thermischen Aufbau verändern können, was in den Aufzeichnungen bei Staulage gut zum Ausdruck kommt. Die enge Verknüpfung des Zirkulationssystems mit der Strahlung führt zu grossen Unterschieden in der Windstärke zwischen Sommer und Winter. Deshalb findet man in den jahreszeitlichen Schwankungen der Talwindentwicklung ein getreues Abbild der Insolation. Einen Beweis dafür, dass nicht so sehr die Witterung, als vielmehr die Globalstrahlung den Berg-Talwind bestimmt, gibt die Zusammenstellung der verschiedenen Witterungslagen für Sommer und Winter in der Abbildung 4.

Föhneinfluss. Der Föhn ist für das Reusstal eine bekannte Erscheinung, soll aber hier nur kurz gestreift werden. Er tritt meist bei Südlage auf und stört den Talwind recht empfindlich. Wird die Föhnströmung schon im mittleren Reusstal von der Talsohle abgehoben, dann stellt man in Altdorf vielfach eine kräftige Nordströmung fest, die möglicherweise noch den Talwind einschliesst. Kommt es später zu einem Durchbruch im ganzen Tal, so wird auf jeden Fall die taleigene Zirkulation unterbrochen.

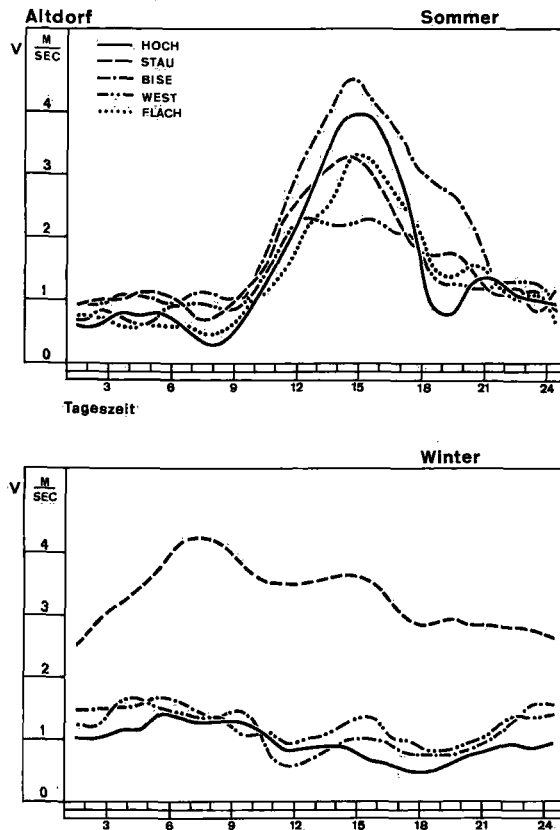
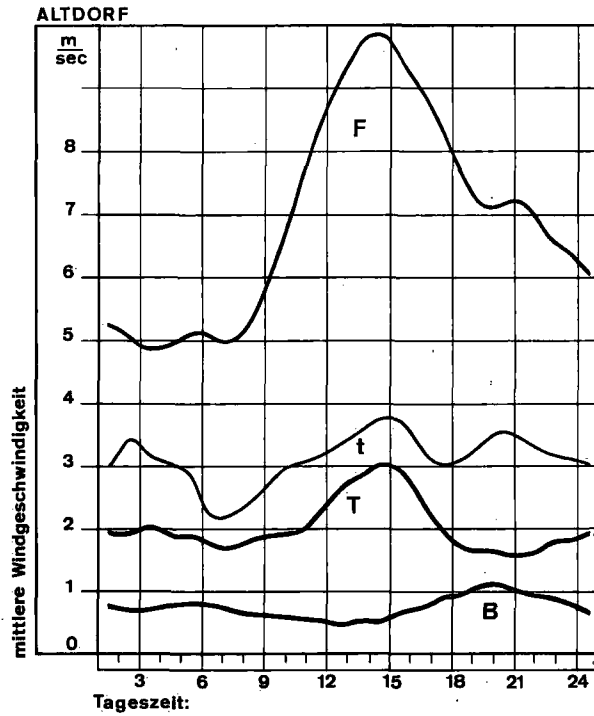


Abb. 4. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Witterungslagen im Sommer (Juni, Juli und August) und im Winter (Dezember, Januar und Februar) in Altdorf.

Die Windgeschwindigkeiten erreichen bei Föhn ihre Spitzenwerte (125 Stundenkilometer und mehr!) und dies trifft interessanterweise an Föhntagen auch für die Nordströmung zu. Mittelwerte aus einer dreijährigen Statistik zeigt die Abbildung 5. Bemerkenswert ist der starke Tagesgang bei Föhn. Für weitere Einzelheiten verweise ich auf die neueren Untersuchungen von WIDMER, BOUËT und FREY.

e) Querwinde. Verfolgt man die Aenderung der Windrichtung im Laufe eines Tages etwas genauer, so stellt man fest, dass ausser einer Drehung um 180 Grad bei Eintritt des Berg- bezw. Talwindes noch kleinere Abweichungen ganz regelmässig vorkommen. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 6 wiedergegeben, deren obere Hälfte die Verteilung der Windrichtung für die verschiedenen Tageszeiten, der untere Teil die mittlere Windgeschwindigkeit enthält. Jedem Punkt im Diagramm entspricht eine Stunde Wind aus der ihm zugeordneten Richtung (Ordinate). Dabei ist folgendes zu beachten: Die Windrichtung oszilliert unter dem Einfluss der Turbulenz um einen Mittelwert, der mit der Strömungsrichtung identisch ist, die aber in einem Intervall von einer Stunde nicht konstant zu sein braucht. Bei der Auswertung wurde deshalb die vorherrschende Strömungsrichtung bestimmt und für den betreffenden Zeitraum als repräsentativ betrachtet.

Die Punktmenge beim Talwind (T) hat ein schwaches Maximum zwischen 9 und 10 Uhr vormittags in Richtung Nord. Dieses wandert einige Stunden später über NNW gegen NW, in der



F: Föhn
 t: Talwind bei Föhn
 T: Talwind
 B: Bergwind

Abb. 5. Mittlerer jährlicher Tagesgang der Windgeschwindigkeit an Föhntagen und bei ungestörter Berg-Talwindströmung in Altdorf.

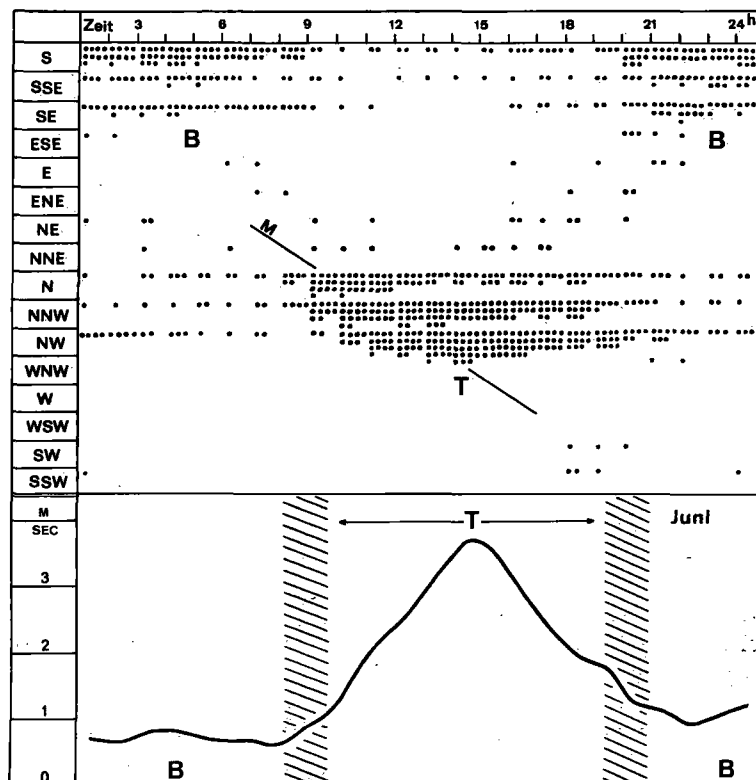


Abb. 6. Änderung der Windrichtung mit der Tageszeit (oben) und Verlauf der entsprechenden Windgeschwindigkeit (unten) bei Hochdrucklage in Altdorf. Der Talwind (T) dreht meist von N über NNW nach NW in der durch die Gerade M angedeuteten Weise. B: Bergwind.

durch die Gerade (M) angedeuteten Weise. Daraus muss man schliessen, dass im Mittel während des Tages eine Winddrehung nach links auftritt. Für den Talwind ist dazu kein Grund vorhanden. Nimmt man aber eine Quercirkulation an, so findet diese Beobachtung ihre Erklärung. Eine solche Querströmung hat ihre Ursache in der ungleichen Erwärmung der Talhänge je nach Sonnenstand. Da der Windmesser relativ hoch über dem Talboden steht, erfasst diese Strömung offensichtlich einen ziemlich grossen Teil im Talquerschnitt. Vergleicht man weiter die aus Tal- und Hangwind resultierenden Windstärken, so zeigen sich deutliche Unterschiede in den Richtungen N und NW. Eine nach Richtungen getrennte Darstellung zeigt die Abbildung 7. Hervorgerufen werden diese Unterschiede durch den asymmetrischen Bau der Talhänge beiderseits der Station und durch die Talwindeinflüsse aus dem Schächental (Abb. 8).

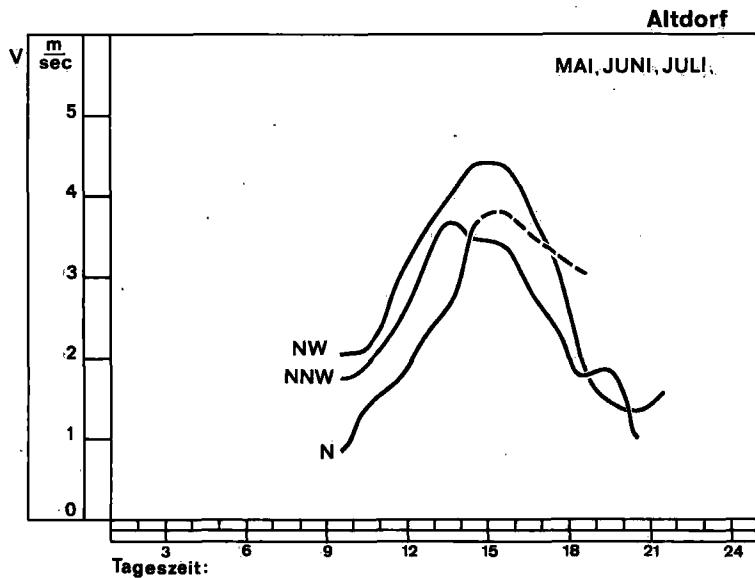


Abb. 7. Tagesgang der Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Strömungsrichtungen im Mai, Juni und Juli in Altdorf.

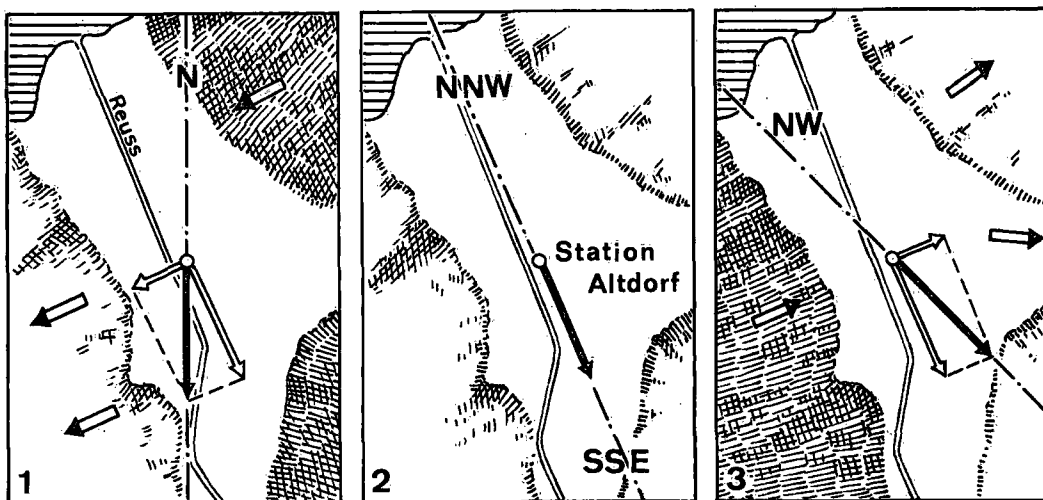


Abb. 8. Einfluss der Quercirkulation auf die Richtung des Talwindes, (1) Vormittag, (2) Mittag, (3) Nachmittag. Die Talachse verläuft in Richtung NNW - SSE.

Dauer der Talwindströmung. Dem Wechsel von Berg- und Talwind geht meist eine kurze Windruhe voraus. Sie erlaubt eine ungefähre, gegenseitige Abgrenzung der beiden Strömungen. Eine daraus hergeleitete Zusammenstellung für jeden Monat des Jahres zeigt die Abbildung 9.

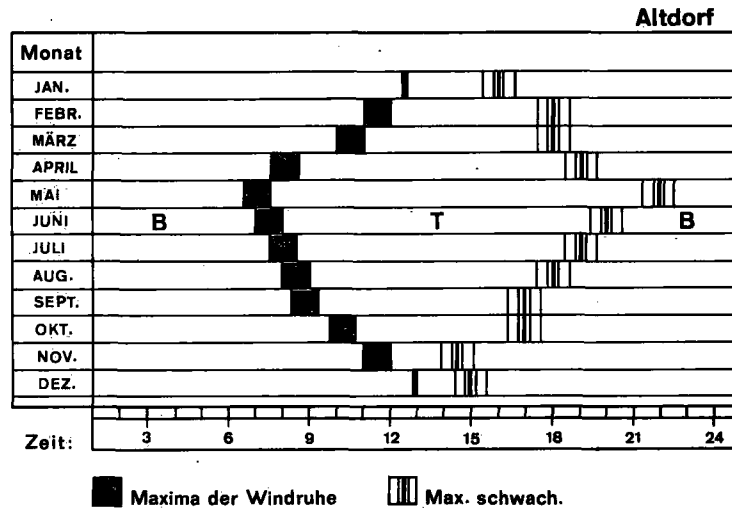


Abb. 9. Beginn und Dauer der Berg-Talwindströmung in den einzelnen Monaten an der Station Altdorf. Die Abgrenzung basiert auf einer gemessenen, kurzen Windruhe, welche eintritt, sobald die Zirkulation ihr Vorzeichen ändert. B : Bergwind, T : Talwind.

Die Werte stammen aus einer dreijährigen Statistik (1963 bis 1965) und berücksichtigen die Witterungslagen nicht. Der Uebergang vom Tal- auf den Bergwind vollzieht sich am Abend bedeutend schneller als am Morgen, weshalb die Windruhe in der Statistik weniger deutlich hervortritt. Möglicherweise sind störende Winde in den Abendstunden ebenfalls häufiger. Der Zusammenhang zwischen Windruhe und Windwechsel einerseits, und der daraus hergeleiteten Intervalle für das Auftreten der Berg- und Talwinde andererseits, wird durch den Vergleich der Windrichtungen in den Originalstreifen bestätigt. Die Talwindperiode liegt dabei eher noch innerhalb der angegebenen Grenzen.

f) Aufzeichnungen von Göschenen. Die Messwerte von Göschenen sollten dazu beitragen, den Verlauf der Talwindzirkulation im oberen Reusstal klarzumachen. Die Lage der Station ist leider nicht so vorteilhaft wie in Altdorf und das Material etwas weniger kontinuierlich. Ausgewertet wurden die Monate Mai, Juni und August der Jahre 1963 und 1964 für Hochdrucklage und ebenso die Monate Mai, Juli und August für Westwindlage.

Aus der Verteilung der Windrichtung im Hoch ergibt sich folgendes Bild: In den Nachtstunden weht ein Bergwind aus dem Göschener Tal (aus Richtung W bis SW). Seine Stärke liegt etwas über den in Altdorf gemessenen Werten. Gegen 8 Uhr vormittags setzt eine Strömung aus Süden, der Schöllenen, ein. Sie flaut schon um 10 Uhr merkbar ab, und nun dreht die Windfahne über SE nach NE. Mittlerweile hat sich der Talwind talaufwärts bis Göschenen vorgeschoben und bestimmt vom Mittag bis gegen 6 Uhr abends die Strömung. Nach den Aufzeichnungen muss man schliessen, dass der Hauptstrom durch die Schöllenen fliesst. Die häufig vorkommende NE Richtung deutet aber auch auf eine Abzweigung ins Göschener Tal hin. Zur einwandfreien Abklärung wäre ein Windschreiber in diesem Tal von grossem Nutzen. Dass in den Nachmittagsstunden ein Tal- und kein Hangwind vorliegen muss, erkennt man auch an der nach Norden gerichteten Strömung

(die Nordhänge sind im Schatten). Mit dem Rückgang der Windstärke und dem Erlöschen der Talwindströmung dreht die Windfahne wieder auf West (Abbildungen 10 und 11). Der an der Station

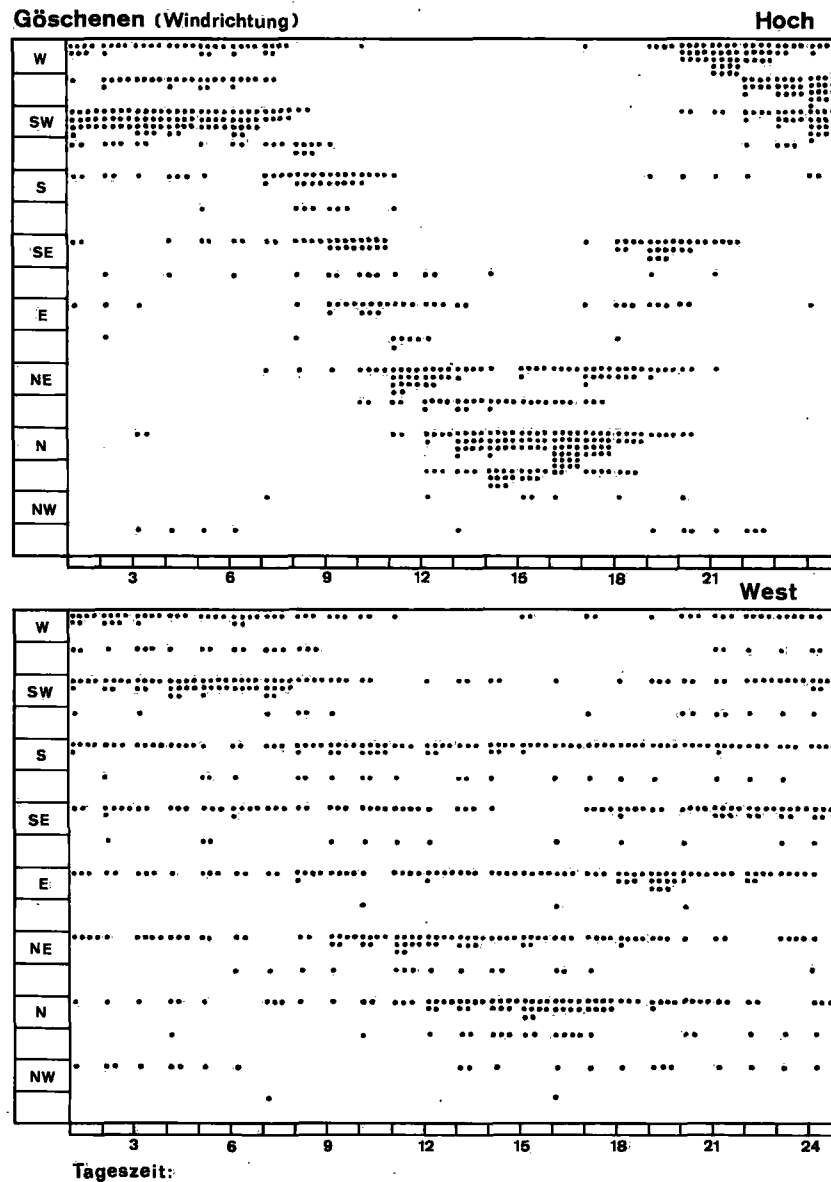
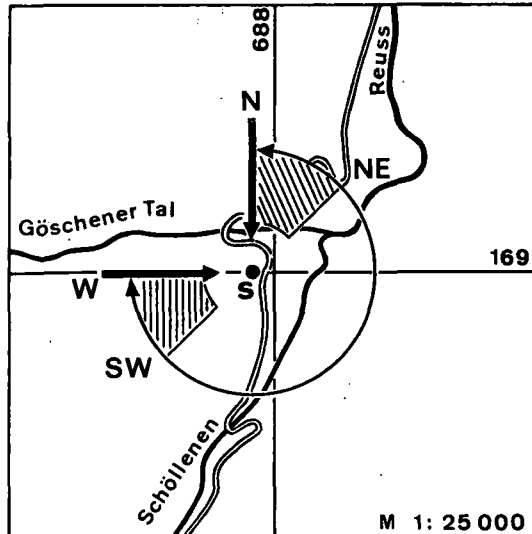


Abb. 10. Windrichtung in Abhängigkeit von der Tageszeit bei Hochdrucklage und bei Westwindlage in Göschenen.

nicht registrierte Bergwind aus der Schöllenen dürfte wenig mächtig sein und in den tiefsten Stellen des Reusstales fließen. Darüber folgt dann der Wind aus dem Seitental.

Die schon früher ausgesprochene Vermutung einer starken Störung des Berg- und Talwindsystems im oberen Reusstal bei Westlage wird durch die Registrierung in Göschenen bestätigt. Es treten Winde aus allen Richtungen auf, die aber interessanterweise nicht viel stärker sind als bei Hochdrucklage. Diese zwei Feststellungen beweisen klar, dass hier nicht ein Gradient-



S: STATION GÖSCHENEN

Abb. 11. Bergwind aus Sektor W-SW und Talwind aus N-NE sowie die tägliche Winddrehung bei Hochdrucklage im Sommer.

wind sondern eine gestörte Zirkulation vorliegt. Windrichtung und Windstärke sind in ihrem Tagesgang in den Abbildungen 10 und 12 dargestellt.

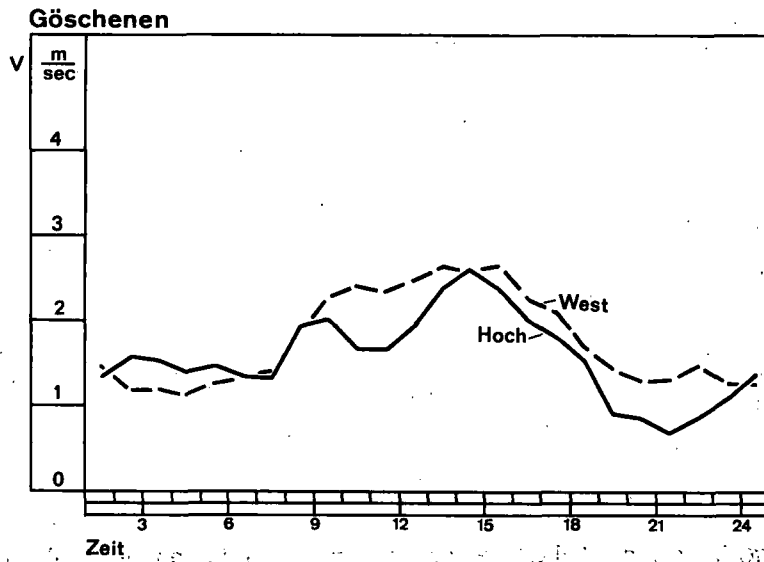


Abb. 12. Tagesgang der Windgeschwindigkeit bei Westlage und bei Hochdrucklage im Sommer (Mai, Juni, Juli und August) in Göschenen.

Windmessungen im Mittelland

a) Messtationen:

Zürich. Die Meteorologische Zentralanstalt verfügt über eine lückenlose, vieljährige Windregistrierung, die sich im Hinblick auf Vergleiche in den Witterungslagen besonders gut eignet. Der Anemograph befindet sich an überhöhter Stelle auf dem Flachdach des fünfstöckigen Hauses. Winde aus dem Sektor Ost bis Nordost werden durch den Zürichberg nur in geringem Masse behindert. Da jedoch in unserem Gelände kaum eine völlig ungestörte Aufstellung der Messgeräte möglich ist, wurde dieser Fehler in Kauf genommen. Koordinaten: $\lambda = 8^{\circ} 34'$, $\psi = 47^{\circ} 23'$, Stationshöhe 570 m ü. M.

Bern. Der Windschreiber steht auf einem Gebäude der Universität Bern. Durch den Ausbau der Hochschule wurde eine kleine Dislokation notwendig. Die verarbeiteten Messdaten stammen alle aus der Zeit nach diesem Umzug. Gestört sind hier die Winde aus dem Sektor West bis Nordwest. Die Station diene vornehmlich zu Vergleichszwecken und der Untersuchung von Lokalwinden. Koordinaten: $\lambda = 7^{\circ} 26'$, $\psi = 46^{\circ} 57'$, Stationshöhe 570 m ü. M.

Oeschberg. Die Station liegt abseits grösserer Siedlungen und ihrer Einflüsse in ziemlich ebenem Gelände. Ihre Messreihe ist leider noch nicht so lang, dass die weniger häufigen Fälle in der Witterung in genügender Zahl vertreten sind. Die Trennung der Witterungslagen im Jahresmittel gelang bei dieser Station am besten. Koordinaten: $\lambda = 7^{\circ} 37'$, $\psi = 47^{\circ} 08'$, Stationshöhe 480 m ü. M.

Payerne. Neben Zürich wurde ein zweiter Schwerpunkt in Payerne gesetzt. Die örtlichen Verhältnisse sind recht günstig. Die täglichen Windregistrierungen beim Sondenaufstieg erlaubten es, neben den Aufzeichnungen am Boden auch ein Vertikalprofil zu entwerfen. Koordinaten: $\lambda = 6^{\circ} 57'$, $\psi = 46^{\circ} 49'$, Stationshöhe 490 m ü. M.

Lausanne. Die häufige Verlegung dieser Station hat sich als nachteilig erwiesen. Sie ist umso bedauerlicher, als es sich hier um eine recht interessante Klimastation handelt. Zur Zeit steht der Anemograph auf dem Dach des Fernheizwerkes der Stadt Lausanne. Ausgewertet wurden die Windmessungen der vorletzten Aufstellung auf dem Dach des Kantonsspitals. Koordinaten: $\lambda = 6^{\circ} 39'$, $\psi = 46^{\circ} 32'$, Stationshöhe 560 m ü. M.

Genf-Cointrin. Cointrin wurde zum Vergleich mit Lausanne benötigt, ferner zur Ermittlung der Windverhältnisse bei Staulagen mit Abfluss gegen das Rhonetal. Koordinaten: $\lambda = 6^{\circ} 06'$, $\psi = 46^{\circ} 14'$, Stationshöhe 430 m ü. M.

b) Vorherrschender Windtyp. Die erste Analyse galt, wie im Reusstal, der Ermittlung des vorherrschenden Windtypes für die Mittellandstationen. Aus zweckmässigen Gründen wurde hier von Anfang an nach Witterungslagen ausgewertet. Verwendet wurden vorwiegend Messdaten der Stationen Payerne, Oeschberg, Lausanne und Zürich. Zur Untersuchung diene auch hier eine Darstellung der Windstärke und -richtung in Abhängigkeit von der Tageszeit (Abb. 13).

Für die advektiven Lagen ergibt sich ein gut ausgeprägter Tagesgang in der Windrichtung und Windstärke. Die schwachen Winde in der Nacht und am frühen Morgen haben keine bestimmte Richtung, sie streuen ganz beträchtlich. So treten bei Bisenlage Winde aus West und Süd auf. Bei Tagesanbruch nimmt die Windgeschwindigkeit allgemein zu und die Richtungen konvergieren gegen einen schmalen Sektor, der ungefähr dem Verlauf der Isobaren der Bodenkarte entspricht. Zur Zeit des stärksten Windes bleibt die Windrichtung auf diesen schmalen Sektor beschränkt. Am Spätnachmittag kommt es wieder zu einem Divergieren der Windrichtungen. Dieser Ablauf ist charakteristisch für den Gradientwind und tritt bei West- und Bisenlage besonders deutlich in Erscheinung. Abweichungen davon brachte die Staulage, weil dann die Strömung im Mittelland nicht mehr einheitlich gerichtet ist.

Für die konvektiven Witterungslagen musste das in Abb. 13 dargestellte Schema versagen. Wohl treten etwa bei der Tiefdrucklage stärkere Gradienten auf, ihre Richtung ändert sich jedoch sehr häufig; man ist auf eine Analyse einzelner Tage angewiesen. Die Hochdrucklage, teilweise auch die Flachdrucklage, zeigen einen sprunghaften Wechsel in der Windrichtung, der nur durch Lokalwinde hervorgerufen sein kann.

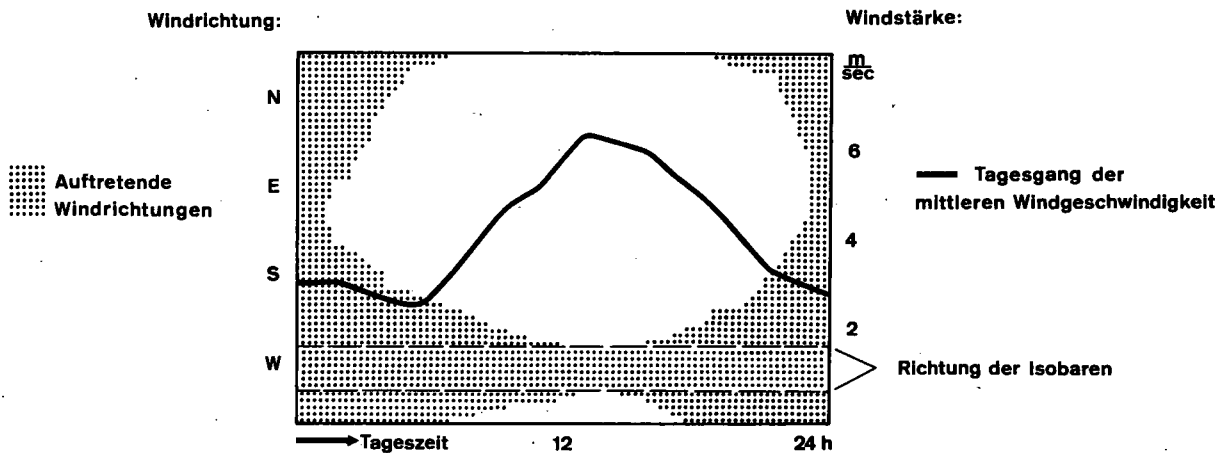


Abb. 13. Auswerteschema zur Ermittlung des vorherrschenden Strömungstypus.

c) Tagesgang der Windstärke. Die advektiven Witterungslagen unterscheiden sich von den konvektiven nicht nur durch eine grössere mittlere Windgeschwindigkeit, sondern auch in der Amplitude der täglichen Windänderung. In der Abbildung 14 sind die mittleren jährlichen Tages-

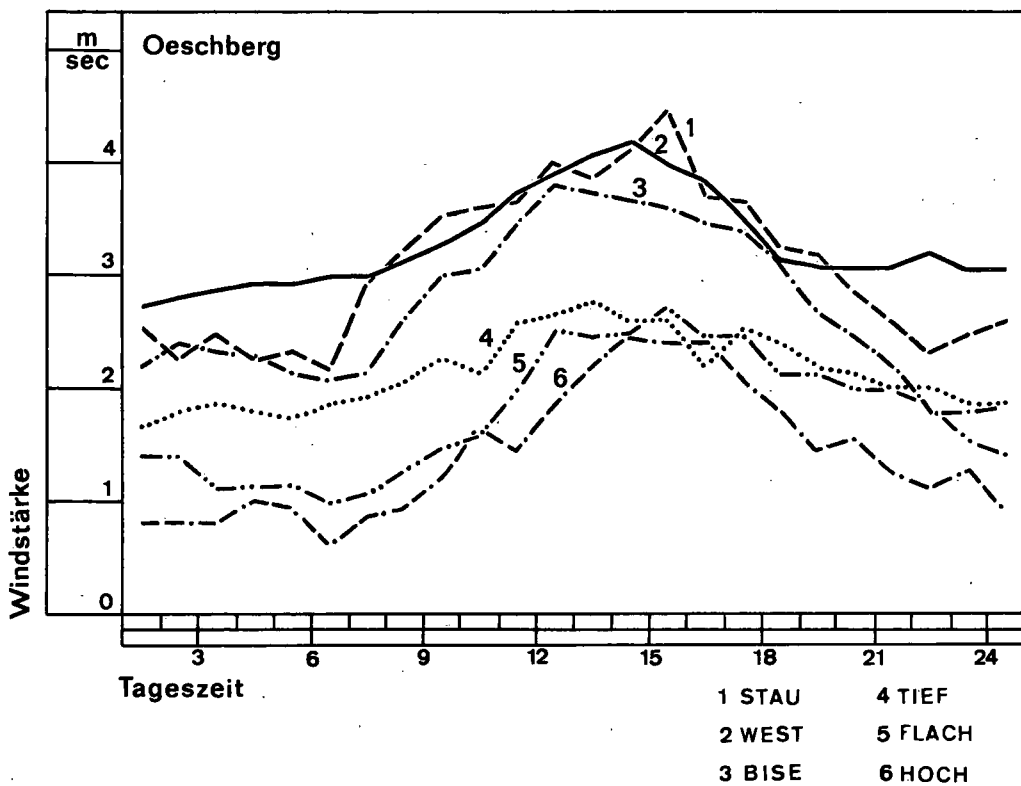


Abb. 14. Tagesgang der Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Witterungslagen für die Mittellandstation Oeschberg.

gänge bei den verschiedenen Witterungslagen an der Station Oeschberg aufgeführt. Sie zeigen alle ein Maximum in den frühen Nachmittagsstunden. Hervorgerufen wird diese tägliche Variation der Windstärke durch Austauschvorgänge. Dazu einige Bemerkungen: Die fast immer vorhandenen Druckunterschiede führen in der freien Atmosphäre zu einer entsprechenden Strömung bei Tag und Nacht. Infolge der Bodenreibung kommt es aber in den tieferen Luftschichten zu einer kräftigen Windscherung, deren Ausmass von verschiedenen Faktoren abhängt, weshalb sie beträchtliche Schwankungen aufweist. Dadurch wird die Windstärke am Boden bei gleicher Druckverteilung recht unterschiedlich ausfallen. Für den Tagesgang ist eine periodische Aenderung der Windscherung, bezw. der inneren Reibung durch die Erwärmung massgebend [17, 26, 29, 30] .

Bekanntlich liegt am frühen Morgen eine durch Ausstrahlung abgekühlte Luftschicht über dem Erdboden; über dieser tritt Windscherung auf. Mit Beginn der Strahlung setzt eine Erwärmung der Bodenoberfläche ein, die sich auf die darüberliegenden Luftschichten überträgt. Erwärmte Luft steigt auf, kühlere sinkt ab. Dieser Vorgang führt zu einer thermischen Turbulenz. Sie erfasst gegen Mittag auch die höheren Schichten und bewirkt eine starke Verzahnung. Die zuvor ruhenden oder schwach bewegten Schichten in Bodennähe werden beschleunigt. Der Wind greift gewissermassen von oben nach unten durch, sodass die grösste Windstärke bei höchstem Sonnenstand oder kurz danach (Trägheit) auftreten muss. Am späten Nachmittag lässt dann die Heizwirkung der Bodenfläche nach, und die Verbindung mit dem Gradientwind geht mehr und mehr verloren. (Der Volksmund sagt: "Der Wind schläft ein"). In der Höhe bleibt die Strömung auch während der Nacht erhalten, ja sie zeigt oft ein nächtliches Maximum, weil dann die innere Reibung am kleinsten geworden ist (Abbildung 15).

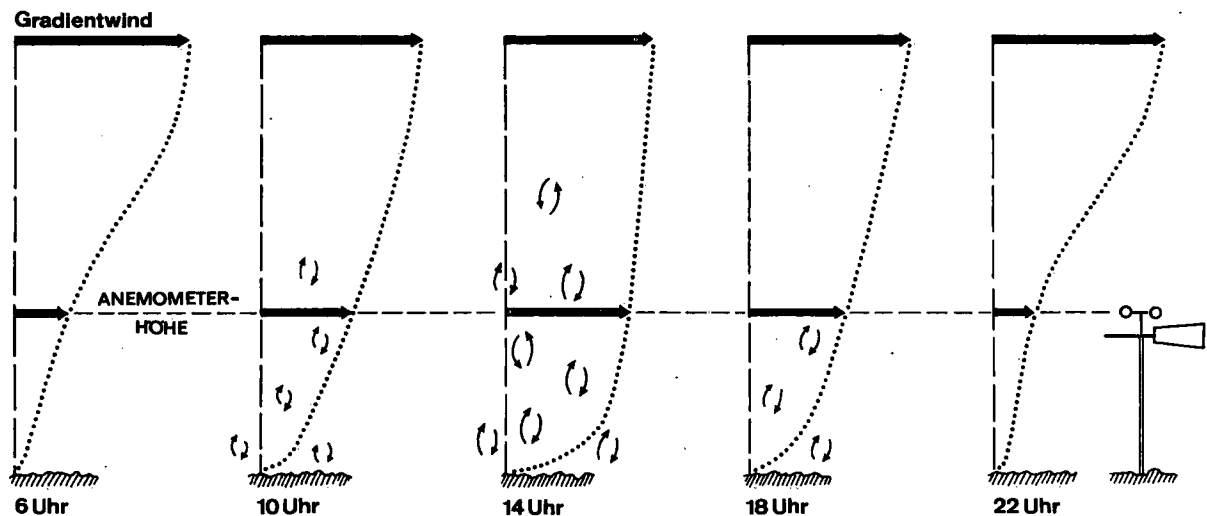


Abb. 15. Vereinfachtes Schema zum Tagesgang der Windgeschwindigkeit. Die Profile sind in der Vertikalen verkürzt. () Austauschvorgänge (Impuls, etc). Die Windgeschwindigkeit wird durch die Pfeillänge dargestellt.

Zu den Faktoren, welche einen Einfluss auf den Austausch und damit auf die Geschwindigkeitsverteilung haben können, zählt der vertikale Temperaturgradient. Der Zusammenhang zwischen letzterem und dem Austausch wurde anhand von Daten der Radiosonde in Payerne untersucht. Ausgewertet wurden 480 Aufstiege. Dem Vergleich lag die Annahme zugrunde, dass das Verhältnis der Windgeschwindigkeiten in zwei verschiedenen Niveaus hauptsächlich vom Austausch in der dazwischen liegenden Schicht abhängt. Betrachtet man die übrigen Einflüsse als konstant, dann gilt die einfache Beziehung:

$$\frac{V_b}{V_{850}} = k \cdot A$$

k = Konstante
A = Austausch

Der so ermittelte Austausch wurde dann mit dem Temperaturgradienten verglichen. Die Ergebnisse sind in der Abbildung 16 dargestellt. V_b entspricht der Windstärke am Boden (490 m ü. M.),

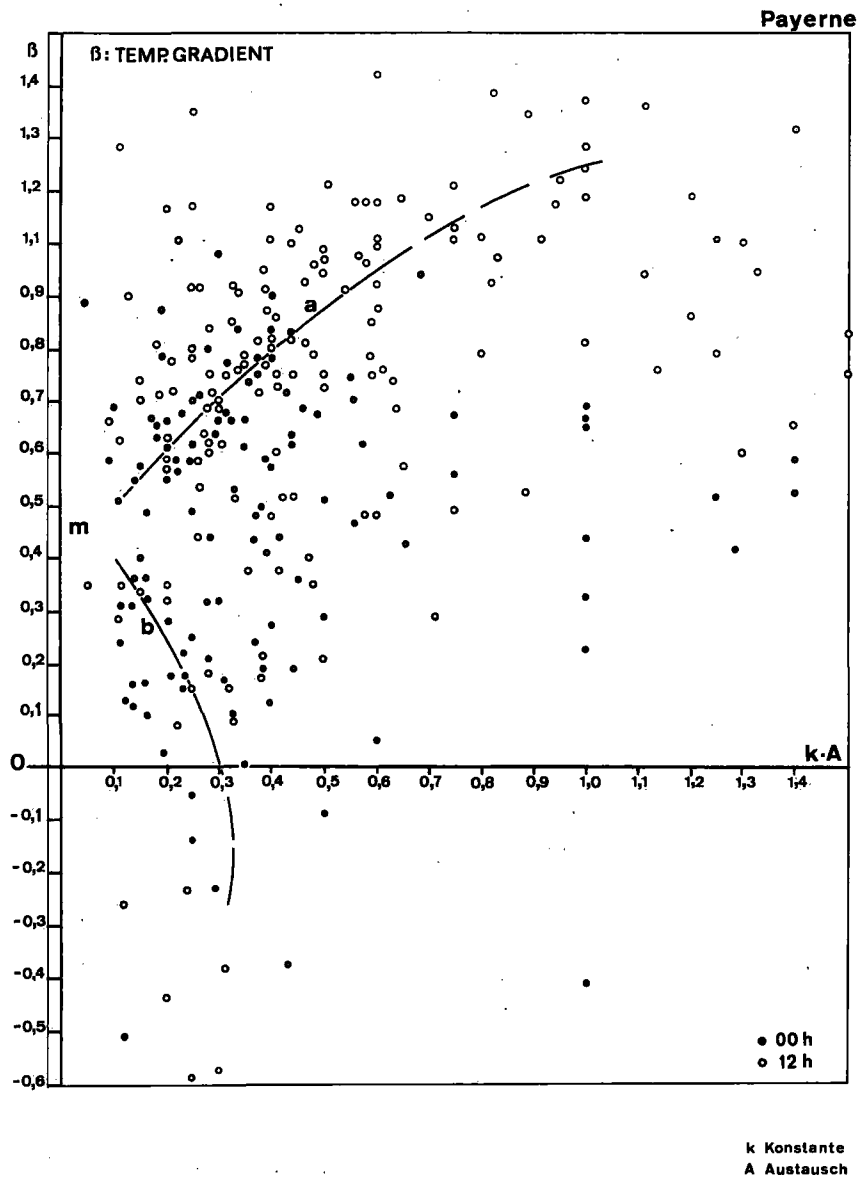


Abb. 16. Austausch A als Funktion des Temperaturgradienten β für die bodennahe Luftschicht in Payerne.

V_{850} dem Wind im 850 mb Niveau (ca. 1600 m ü. M.) Die Werte $k \cdot A = 0$ fallen auf die Ordinate und wurden deshalb weggelassen. Die übrigen Punkte scharen sich auf zwei Ästen, die ihrerseits gegen den Temperaturgradienten von 0.45 konvergieren. Die grösste Stabilität, bzw. der kleinste

Zürich

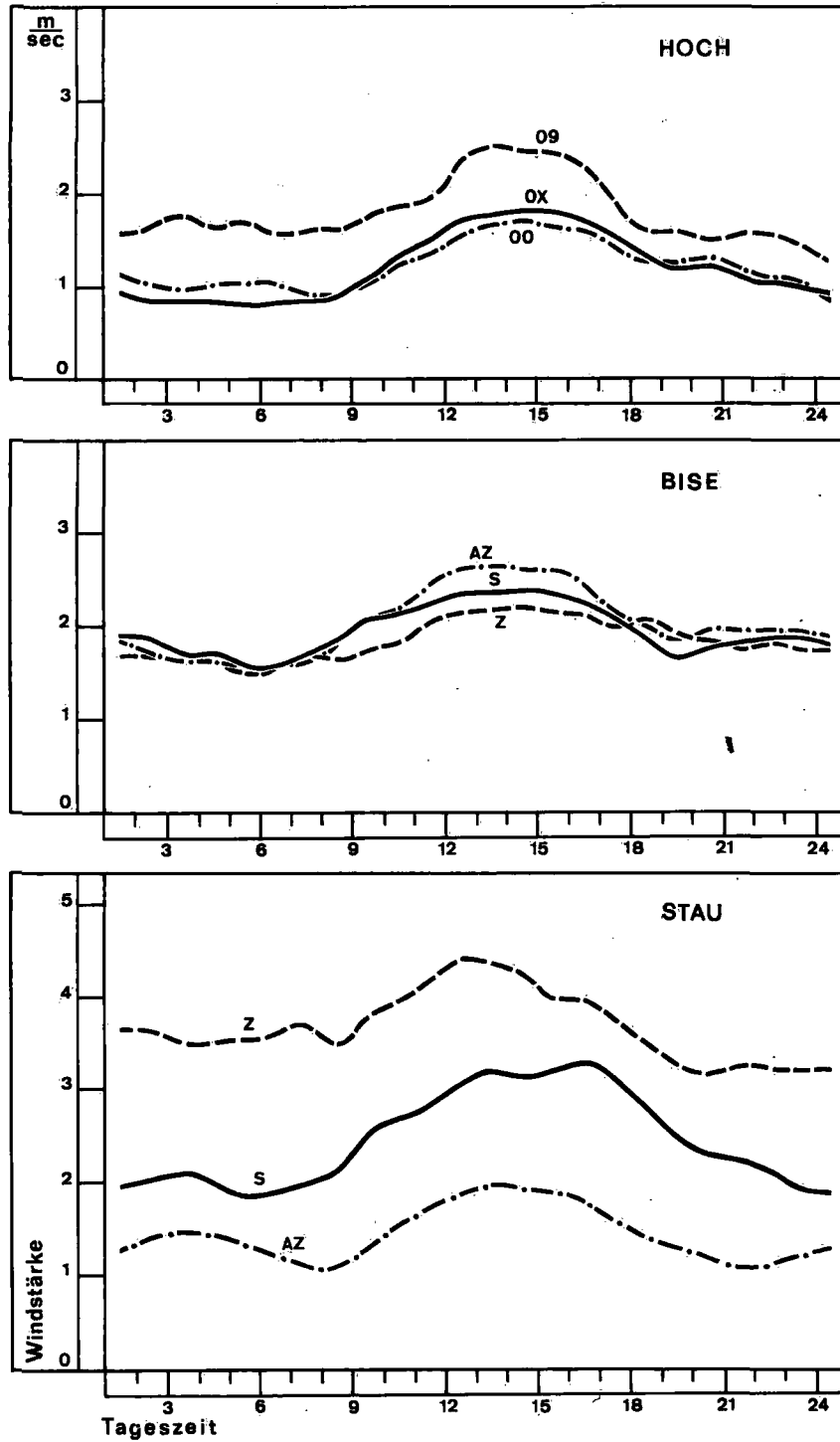


Abb. 17. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit in Zürich (Meteo-
rologische Zentralanstalt) bei den Witterungslagen: Hochdrucklage
(00 = Hoch, 0X = Hochdruckrücken, 09 = Zwischenhoch), Bisenlage
sowie Staulage (Z = zyklonale Randlage, S = Strömungslage, AZ = antizyklonale
Randlage).

Austausch liegt in diesem Bereich. Eine Zu- oder Abnahme im Temperaturgradienten ergibt vermehrten Austausch. Die grosse Zahl streuender Werte mahnt aber zur Vorsicht und beweist, dass neben thermischen auch noch mechanische Einflüsse wirksam sind. Ausserdem ist eine Schichtdicke von über 1000 Metern nicht besonders geeignet, um Feinheiten in der Temperaturschichtung und Strömung aufzuzeigen. Trotzdem wurde der Versuch durchgeführt, da zurzeit keine anderen Messungen in genügender Zahl vorliegen.

d) Windmessungen von Zürich. Für Zürich wurden die mittleren Windgeschwindigkeiten für die verschiedenen Witterungslagen und für die Tages- und Jahreszeiten bestimmt. Die Messwerte stammen aus den Jahren 1958 bis 1966. Die Ergebnisse sind (im Tagesgang) in den Abbildungen 17 und 18 dargestellt. In Uebereinstimmung mit der Klassifikation gliedert sich jede Witterungslage in drei Anteile. Für die advektiven Lagen sind dies:

Zyklonal (Z)
Antizyklonal (AZ)
Indifferent (S)

Für die konvektiven Lagen gilt:

	*)	*)	*)
Hochdrucklage	oo Hoch	ox Hochdruckrücken	o9 Zwischenhoch
Flachdrucklage	xo Höhenhoch	xx Marais barom.	x9 Höhentief
Tiefdrucklage	90 Sekundärtief	9x Tiefdruckrinne	99 Tief

*) Codeziffer

Die Unterschiede zwischen den advektiven und den konvektiven Lagen sind nicht so ausgeprägt wie in Oeschberg; das gleiche trifft auch für die Amplitude im Tagesgang zu. Die leichte Hanglage der Station dürfte dazu wesentlich beitragen. In noch stärkerem Ausmasse trat dies in Lausanne zutage.

Die Verteilung der Windstärken auf die beiden advektiven Randlagen ergab ein unerwartetes Bild. Bei zyklonaler Krümmung der Isobaren wirkt die auftretende Zentrifugalkraft in gleicher Richtung wie die Corioliskraft, bei antizyklonaler aber in Richtung der Gradientkraft. Dies hat zur Folge, dass bei gleichen Druckgradienten die Windgeschwindigkeit im zyklonalen Fall kleiner sein muss, im antizyklonalen aber grösser als bei geradem Isobarenverlauf, formelmässig ausgedrückt:

$$V = V_g \pm \frac{1}{f} \cdot \frac{V^2}{r}$$

+ für antizyklonal
- für zyklonal

mit V_g = geostrophischer Wind, $f = 2 \omega \sin \varphi$, φ = geographische Breite
 ω = Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation.

Die gemessenen Windwerte ergaben nun gerade eine umgekehrte Reihenfolge, mit stärksten Winden für die zyklonale Lage. Daraus auf grössere Druckgradienten zu schliessen, wäre naheliegend, müsste dann aber auch nachgewiesen werden können. Eine solche Untersuchung würde jedoch weit über den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinausgehen, soll sie doch die Energiebilanz von Zyklone und Antizyklone ebenfalls berücksichtigen. Deshalb sei der gefundene Sachverhalt zunächst als eine Tatsache festgehalten [27].

Hier einige Hinweise zu den Aufzeichnungen:

Bisenlage. Die Bise, durch den Zürichberg etwas behindert, bleibt in ihrer Stärke hinter der Stau- und Westlage zurück. In dieser Beziehung weicht die Station Meteorologische Zentralanstalt und die von Lausanne von den übrigen Mittellandstationen etwas ab. Die grössten mittleren Windgeschwindigkeiten treten bei antizyklonaler Lage im Sommer auf, die geringsten im Herbst bei zyklonaler Randlage, die im Sommer selten ist.

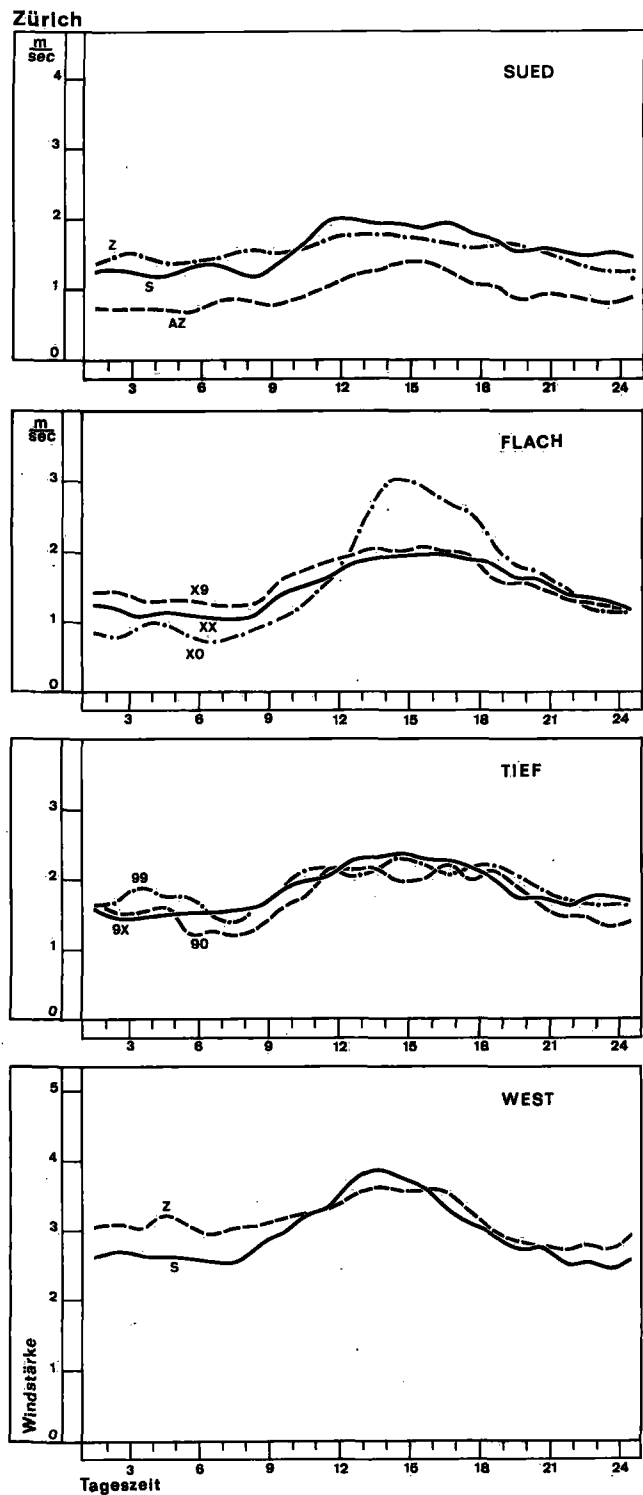


Abb. 18. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit in Zürich (Meteorologische Zentralanstalt) bei den Witterungslagen: Südlage (Z = zyklonale Randlage, S = Strömungslage, AZ = antizyklonale Randlage), Flachdrucklage (x0 = Höhenhoch, xx = Marais barom., x9 = Höhentief), Tiefdrucklage (90 = Sek. tief, 9x = Tiefdruckrinne, 99 = Tief) und Westwindlage (Z = zyklonale Randlage, S = Strömungslage).

Staulage. Die Unterschiede zwischen zyklonaler, antizyklonaler und reiner Strömungslage sind hier am grössten, deren Vorkommen aber ungleich auf die vier Jahreszeiten verteilt. So erscheint die antizyklonale Randlage nur im Herbst und Winter, mit geringen Windstärken. Kräftige Winde bringt die Strömungs- und die Hochdruckrandlage im Frühling, Herbst und Winter. In den Sommermonaten dominiert die Strömungslage.

Westlage. Die kräftigen Winde der zyklonalen Lagen heben sich im Sommer und Frühling etwas von den Strömungslagen ab, deren Mittelwerte wenig tiefer liegen. In beiden Fällen zeigt sich ein Maximum der Windstärke im Winter. Die antizyklonale Lage tritt bei Westwind sehr selten auf und wurde daher im Diagramm nicht eingezeichnet.

Südlage. Als advektive Lage erscheint die Südlage recht windschwach. Sie fehlt im Sommer fast gänzlich, was durch die allgemeine Zirkulation erklärt werden kann. Das Azorenhoch und seine Ausläufer über Südwesteuropa verhindern die Ausbildung einer Südströmung. Die mittlere Windgeschwindigkeit in den übrigen Jahreszeiten ist so gering, dass man wohl mit Recht von einem Lee-Effekt durch die Alpen sprechen kann.

Hochdrucklage. Eine meist stabile Schichtung in der Nacht und kräftige Konvektion bei Tag führen im Sommer zu einer grösseren Amplitude der Windgeschwindigkeit im Tagesgang. Etwas stärkere Winde bringt das Zwischenhoch, seine Wirksamkeit ist aber nur von kurzer Dauer. Das Häufigkeitsmaximum fällt in den Herbst. Eine ziemlich ausgeglichene Windstärke über alle Jahreszeiten erhält man hingegen für die Hochdruckrücken.

Flachdrucklage. Der Verlauf der Kurve für die antizyklonale Lage (Höhenhoch) muss mit Vorsicht aufgenommen werden. Dieser Fall ist selten; er trat in acht Jahren nur während fünf Tagen auf, und zwar nur im Sommer. Sein Gegenstück, ein Höhentief mit flacher Druckverteilung am Boden, erscheint häufiger im Frühling, Sommer und Herbst.

Tiefdrucklage. Erstaunlich selten liegt ein Tiefdruckzentrum über dem Mittelland. Nur die Tiefdruckrinne tritt mit einer gewissen Häufigkeit im Herbst auf. Die dabei vorkommenden Winde sind nur wenig schwächer als bei Bisenlage. Ein leichtes Maximum im Herbst dürfte auf den Temperaturgegensatz zwischen Land und Meer zurückzuführen sein. Ueber die mittleren Windgeschwindigkeiten in Zürich bei den verschiedenen Witterungslagen gibt Tabelle 3 Auskunft.

e) Ergebnisse der Radiosondenaufstiege. Der Einfluss der Witterungslage auf die Windverhältnisse muss sich in unserem Gelände bis in mehrere hundert Meter über Grund bemerkbar machen. Nebelbänke an Berghängen oder bestimmten Wolkenformen lassen oftmals die besonderen Strömungsverhältnisse in diesen Höhen gut erkennen. Für Witterungslagen mit geringer Luftfeuchtigkeit versagen solche Hilfsmittel aber gründlich. Will man daher eine objektive Darstellung von Windstärke und Windrichtung in verschiedenen Niveaus, dann bleibt nur die Messung mit einer Ballonsonde. Dafür stehen uns die Radiosondenaufstiege in Payerne zur Verfügung, wo täglich zweimal ein Aufstieg durchgeführt wird. Eine Auswertung dieser Daten wurde nach folgenden Gesichtspunkten vorgenommen: Die Windprofile sollten bis zum 500 mb Niveau reichen. Zwischenwerte ergaben das 700 und 850 mb Niveau. Die Aufstiege um Mitternacht und am Mittag müssen getrennt behandelt werden. Für jede Witterungslage und Tageshälfte sollten mindestens 30 Aufstiege vorliegen.

Da zwischen Sommer und Winter ebenfalls beträchtliche Unterschiede in den Windwerten möglich sind, war es ratsam, die beiden Jahreszeiten getrennt darzustellen. Als Wintermonate gelten: Dezember, Januar, Februar; als Sommermonate: Juni, Juli, August. Der Zeitraum der Messungen fällt mit demjenigen von Zürich zusammen (1958 bis 1965). Störend erwies sich auch hier die sehr ungleiche Verteilung der einzelnen Witterungslagen auf die Sommer- und Wintermonate. Infolgedessen musste eine Darstellung der Südlage für den Sommer und ebenso diejenige der Tiefdrucklage für den Winter wegfallen. Aus den Messwerten ergaben sich dann die in der Abbildung 19 dargestellten Vertikalprofile. Die Windrichtungen in den einzelnen Standardniveaus zeigt die Abbildung 20. Aufschlussreich ist in diesen Profilen ein Vergleich der einzelnen Abschnitte zwischen den Standardniveaus. Die durch Interpolation erhaltenen Kurven zeigen für gewisse Witterungslagen einen ganz charakteristischen Verlauf. Man vergleiche zum Beispiel die vier Profile der Bisen-, West-, Hoch- und Staulage im Sommer.

Tabelle 3. Mittlere Windgeschwindigkeiten von Zürich, geordnet nach Jahreszeiten und Witterungslagen. Die Angabe erfolgt in km/Std. Standen zur Mittelwertbildung weniger als 10 Tage zur Verfügung, wird dies durch einen Index (*) vermerkt und die Anzahl der Tage angegeben. s = Standardabweichung.

Witterungslage \ Jahreszeit	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	
Westlage					
Strömungslage	7.6	7.2*	11.4	12.5	* 7 Tage
s	4.1	6.8	8.1	8.1	
Antizyklonale Randlage	-	-	-	-	
s	-	-	-	-	
Zyklonale Randlage	10.7	9.0	11.5	13.8	
s	8.8	4.7	7.4	10.9	
Mittel	9.7	8.7	11.5	13.3	
Staulage					
Strömungslage	11.1	7.8	-	6.7	
s	6.8	3.2	-	6.1	
Antizyklonale Randlage	-	-	4.9*	6.0**	* 4 Tage
s	-	-	3.7	4.0	** 2 Tage
Zyklonale Randlage	10.5	6.9*	10.7	16.6	* 4 Tage
s	5.5	3.2	8.5	8.1	
Mittel	10.9	7.7	9.4	12.6	
Bisenlage					
Strömungslage	7.3	6.9	6.0	7.7	
s	3.1	3.8	3.4	5.4	
Antizyklonale Randlage	7.7	8.7	6.2	7.5	
s	3.2	4.5	3.1	6.0	
Zyklonale Randlage	7.0	-	5.2*	7.7	* 7 Tage
s	3.1	-	3.1	4.4	
Mittel	7.4	7.8	6.0	7.6	
Südlage					
Strömungslage	5.6	-	8.2*	4.9**	* 3 Tage
s	4.3	-	7.0	3.8	** 8 Tage
Antizyklonale Randlage	4.6*	-	3.1	3.7	* 2 Tage
s	3.4	-	4.2	3.1	
Zyklonale Randlage	-	-	5.7	4.4*	* 7 Tage
s	-	-	3.9	3.6	
Mittel	5.8	-	4.9	4.2	

Tabelle 3. (Forts.)

Witterungslage \ Jahreszeit	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	
<u>Hochdrucklage</u>					
oo	4.8	5.3	3.8	4.0	
s	3.5	3.7	2.5	2.3	
oX	4.0	4.9	4.1	4.1	
s	2.5	3.4	3.0	3.4	
o9	12.4*	4.0**	7.0	5.6***	* 2 Tage
s	5.1	2.9	3.6	3.6	** 5 Tage
Mittel	4.9	5.0	4.4	4.2	*** 6 Tage
<u>Flachdrucklage</u>					
Xo	-	5.7*	-	-	* 5 Tage
s	-	3.8	-	-	
XX	5.4	5.6	4.4	5.4	
s	3.7	2.8	2.8	2.6	
X9	6.2	5.7	5.1	7.2*	* 3 Tage
s	4.5	3.0	2.9	2.4	
Mittel	5.8	5.7	4.7	5.3	
<u>Tiefdrucklage</u>					
90	4.3*	-	-	5.3**	* 5 Tage
s	2.8	-	-	4.0	** 2 Tage
9X	7.0*	5.8*	6.9	5.3**	* 7 Tage
s	3.9	2.6	5.0	3.7	** 2 Tage
99	6.6*	6.4	7.7**	6.3***	* 8 Tage
s	3.8	3.5	3.3	4.5	** 7 Tage
Mittel	6.1	6.2	7.1	5.8	*** 4 Tage

Im Winter macht sich für alle Witterungslagen eine Zunahme der Windscherung in den tieferen Schichten bemerkbar. Geringer Austausch und verstärkter Gradientwind sind dafür verantwortlich. Vom 850 mb Niveau an aufwärts dürften Kondensationsvorgänge den Austausch wieder begünstigen, zeigt doch das Profil in diesem Abschnitt durchwegs eine schwächere Krümmung. Für alle Witterungslagen mit starker Bewölkung nimmt die Windscherung oberhalb des 700 mb Niveaus wieder zu (vergl. Tabelle 4).

Im folgenden sollen die Windverhältnisse einiger Witterungslagen näher betrachtet werden.

f) Bisen-, Stau- und Hochdrucklage.

Bisenlage. Im Sommer zeigt das Windprofil bei Bisenlage einen recht ungewöhnlichen Verlauf. Die Windgeschwindigkeit nimmt anfänglich bis in eine Höhe von etwa 1600 m ü. M. zu; dann erfolgt eine Abnahme, in ca. 3000 m aber wieder eine Zunahme. Man hat den Eindruck, als flüsse ein mehrere hundert Meter mächtiger Luftstrom ganz unabhängig von den darüberliegenden

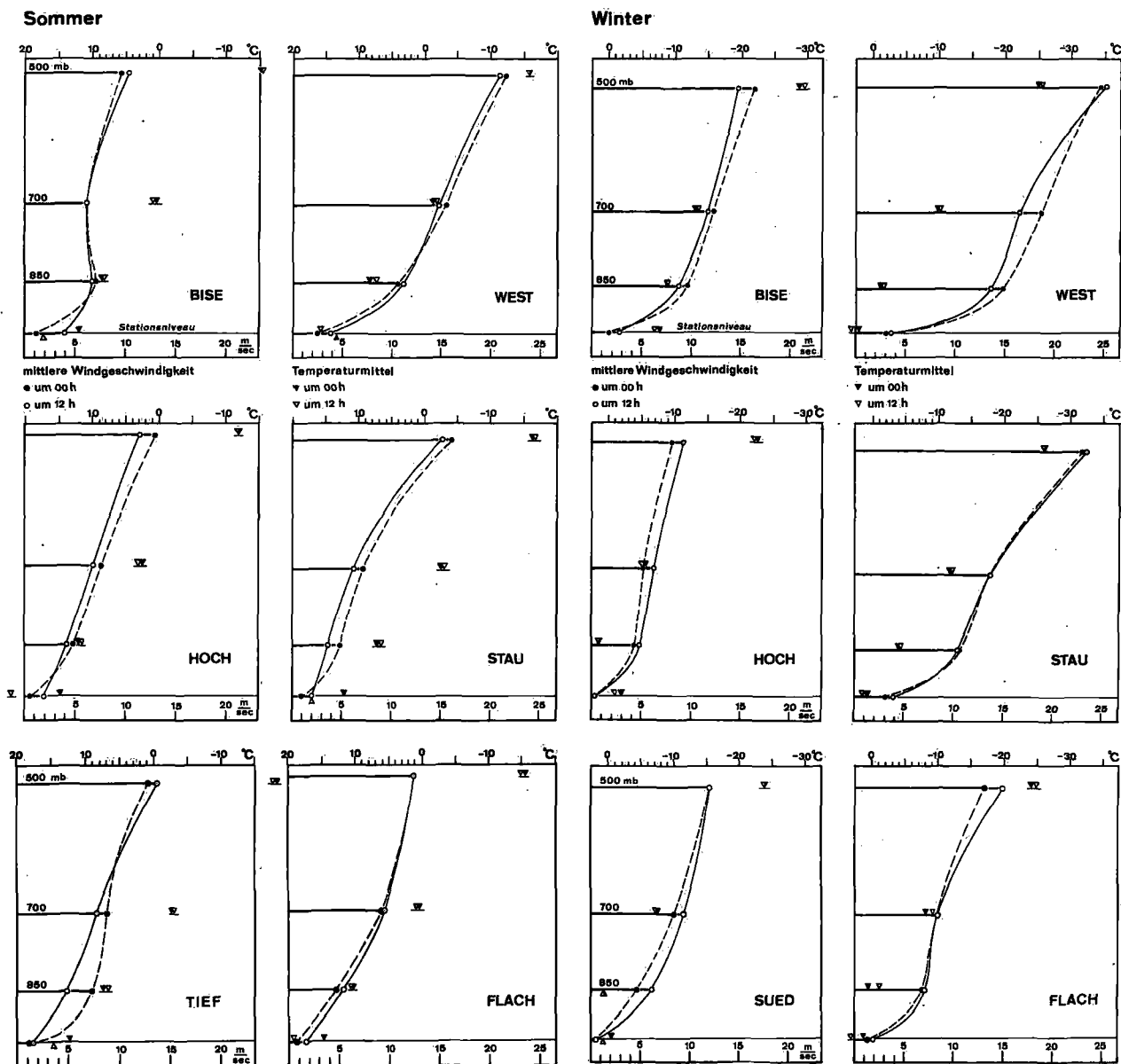


Abb. 19. Vertikalprofile der mittleren Windgeschwindigkeit im Winter und im Sommer nach den Radiosondenmessungen in Payerne (Zeitangabe in GMT).

Schichten dahin. Es handelt sich hier um Kaltluftvorstösse mit spezifisch schwerer Luft; das Thermometer zeigt in den Sommermonaten oftmals Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt. Im Winter sind die Temperaturgegensätze der Luftmassen bei Bisenlage kleiner und die Strömung verteilt sich auf eine viel dickere Schicht.

Um den anhand von Radiosondenaufstiegen in Payerne festgestellten Befund zu erhärten, wurde das Verhalten der Bise auch noch auf dem Säntis untersucht. Allerdings liegt das Observatorium dort zwischen den beiden Standardniveaus von 850 und 700 mb auf 2500 m ü. M., also etwas höher als das in Payerne gefundene Maximum der Windgeschwindigkeit. Ausserdem stellt die Messung nur einen Punkt in der vertikalen Windverteilung dar und es waren daher Vergleichsmessungen bei Stau-, West- und Hochdrucklage notwendig. In Abbildung 21 sind die Tagesgänge der Windstärken bei den einzelnen Witterungslagen für die Zeit von 1959 bis 1964 dargestellt. Bemerkenswert ist hier die geringe Windstärke bei Bise, ganz im Gegensatz zu den Aufzeichnungen an einer Mittellandstation. Noch aufschlussreicher wird die Gliederung der Messwerte nach Jahreszeiten (Abb. 22). Sie zeigt, dass die Station Säntis im Sommer schon ziemlich oberhalb der bodennahen Hauptströmung liegt.

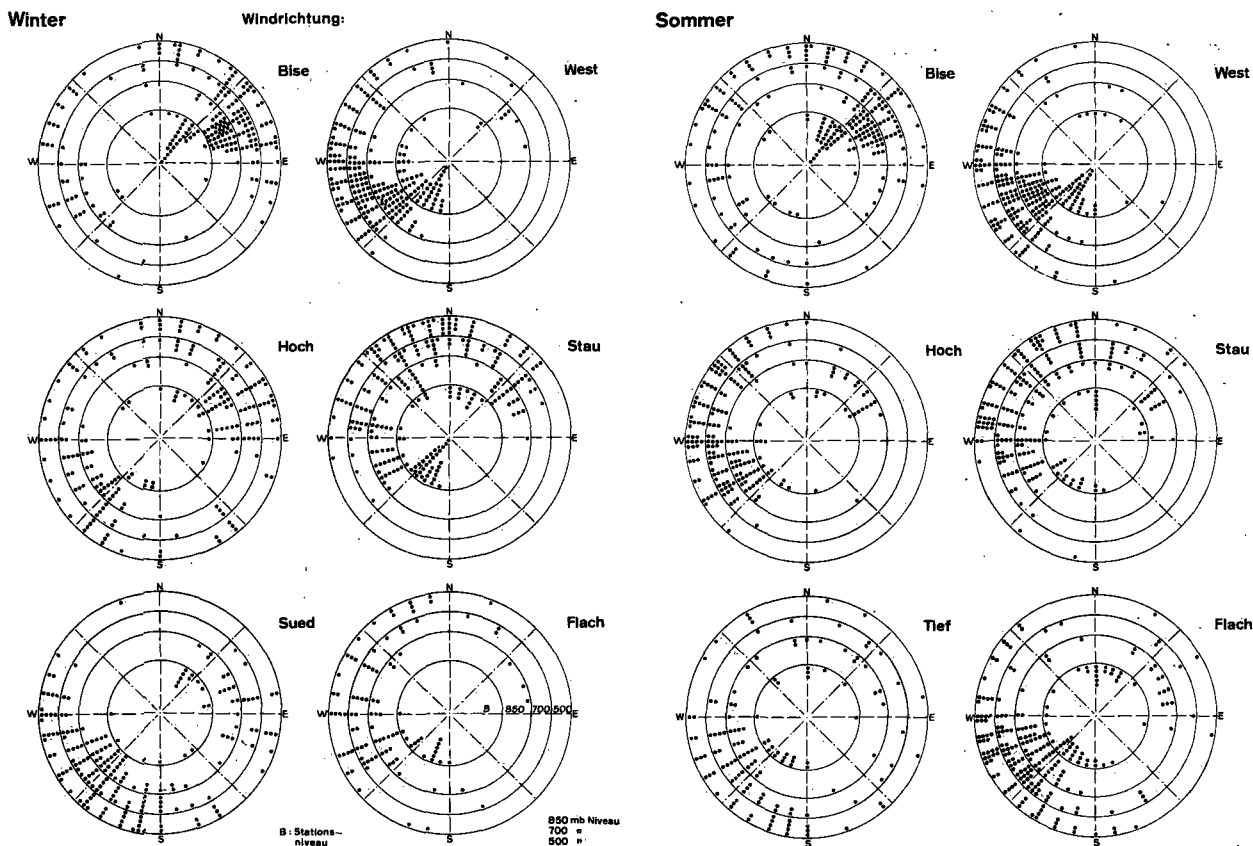


Abb. 20. Windrichtung bei den in Abb. 18 dargestellten Profilen. Jeder Punkt entspricht einer gemessenen Windrichtung. Der innerste Kreis enthält die Messungen am Boden, dann folgen nach außen die Messungen im 850, 700 und 500 mb Niveau.

Tabelle 4. Temperaturgradient und Windscherung in der Vertikalen für die vier häufigsten Witterungslagen. Das negative Vorzeichen bedeutet eine Abnahme mit der Höhe. Δz beträgt in beiden Fällen 100 Meter; Δt ist in Grad Celsius, Δv in m/sec angegeben [1].

Witterungslage Schicht zw. Standardniveaus	Bise		West		Stau		Hoch	
	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$
Winter								
um 00 ^h								
Boden - 850 mb	-0.1	0.7	-0.4	1.4	-0.5	0.7	+0.3	0.3
850 - 700 mb	-0.3	0.2	-0.6	0.4	-0.5	0.2	-0.4	0.1
700 - 500 mb	-0.6	0.2	-0.6	0.2	-0.6	0.4	-0.7	0.1
um 12 ^h								
Boden - 850 mb	-0.2	0.6	-0.5	1.0	-0.6	0.6	+0.2	0.8
850 - 700 mb	-0.3	0.2	-0.6	0.2	-0.5	0.2	-0.4	0.1
700 - 500 mb	-0.7	0.1	-0.6	0.3	-0.5	0.4	-0.7	0.1

Tabelle 4. (Forts.)

Witterungslage Schicht zw. Standardniveaus	Bise		West		Stau		Hoch	
	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$	$\frac{\Delta t}{\Delta z}$	$\frac{\Delta v}{\Delta z}$
<u>Sommer</u>								
um 00 ^h								
Boden - 850 mb	-0.3	0.5	-0.5	0.7	-0.5	0.3	-0.3	0.4
850 - 700 mb	-0.5	-0.1	-0.7	0.3	-0.6	0.1	-0.6	0.2
700 - 500 mb	-0.6	0.1	-0.6	0.2	-0.5	0.3	-0.5	0.2
um 12 ^h								
Boden - 850 mb	-0.9	0.2	-0.8	0.7	-1.0	0.2	-0.9	0.2
850 - 700 mb	-0.5	-0.03	-0.6	0.2	-0.6	0.1	-0.6	0.1
700 - 500 mb	-0.6	0.1	-0.5	0.2	-0.5	0.3	-0.6	0.1

Die Tabelle 5 gibt Hinweise zu den Vertikalprofilen.

Tabelle 5. Die Winddrehung in Grad zwischen Boden und Standardniveaus (Mittelwerte).

Schicht zw. Standardniveaus		Boden-850 mb	850-700 mb	700-500 mb
Witterungslage				
Bise	Winter	40	18	24
	Sommer	49	44*	35
West	Winter	35	31	19
	Sommer	40	24**	20
Hoch	Winter	64*	49	30*
	Sommer	66	49*	27**
Stau	Winter	49*	31	17
	Sommer	48**	33*	23**
Flach	Winter	50*	34**	36**
	Sommer	64*	41*	25
Sued	Winter	72*	48	22
Tief	Sommer	54**	43**	34

* in der Nacht stärkere Winddrehung

** bei Tag stärkere Winddrehung

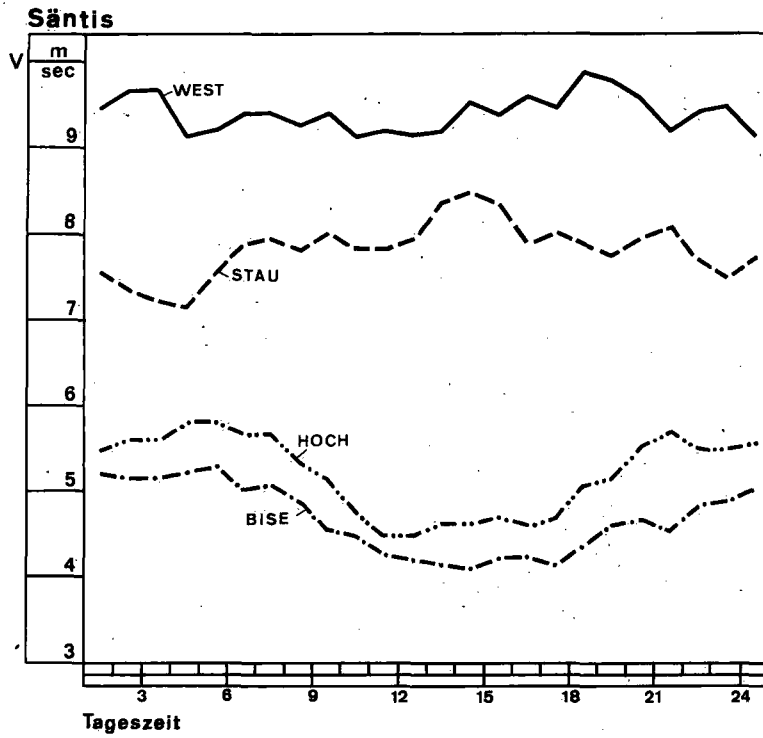


Abb. 21. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit bei verschiedenen Witterungslagen auf dem Säntis.

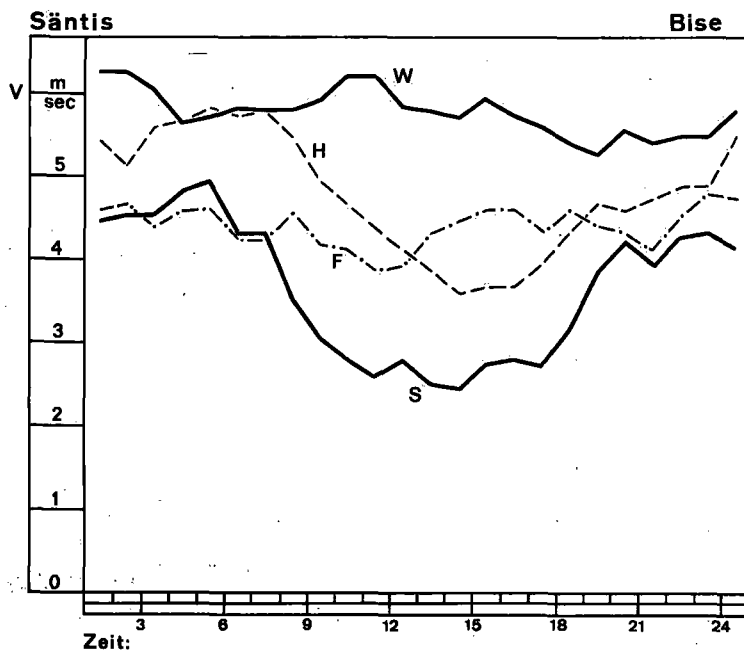


Abb. 22. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit bei Bisenlage im Frühling (F), Sommer (S), Herbst (H) und Winter (W) auf dem Säntis.

Dazu kommt für die Bergstation ein ausgeprägter Tagesgang besonders im Sommer, mit einem Maximum bei Nacht und einem Minimum bei Tag. Austauschvorgänge allein dürften kaum einen solchen Tagesgang hervorrufen. Ausserdem müsste er auch in allen anderen Witterungslagen ersichtlich sein, dies ist aber nicht der Fall. Der auffällige Rückgang der Windgeschwindigkeit gegen Mittag könnte vielmehr durch einen kräftigen Aufwind an den Flanken des Berges erklärt werden. Durch diesen wird die Gradientwindströmung über der Kammlinie leicht abgehoben. Eine Hangwindkomponente tritt aber in den Registrierungen darum nicht in Erscheinung, weil die heute üblichen Anemometer jede Aufwindkomponente nur unvollkommen erfassen. Diese Erklärung wird gestützt durch den parallel verlaufenden Tagesgang bei Hochdrucklage. Beide Witterungslagen weisen ausserdem für Sommer und Herbst hohe Strahlungssummen auf, die Voraussetzung für das Auftreten kräftiger Hangwinde [18].

Auch der geringe Einfluss der Bisenlage auf das Berg-Talwindssystem wird verständlicher, wenn man weiss, wie wenig mächtig die Nordostströmung im Sommer sein kann. Dazu kommt ein grösseres Temperaturgefälle zwischen Vorland und Tal durch die kalte Luft, sodass die hemmende Wirkung der Bisenströmung mehr als kompensiert wird und sogar ein verstärkter Talwind auftreten kann (Abb. 2). Für Zürich fallen die stärksten Winde auf die Sommermonate. Eine Gegenüberstellung der Mittelwerte nach Jahreszeiten zeigt die Abbildung 23.

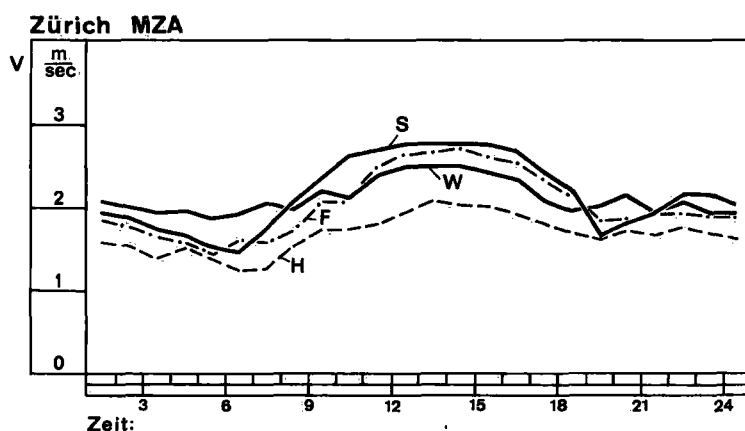


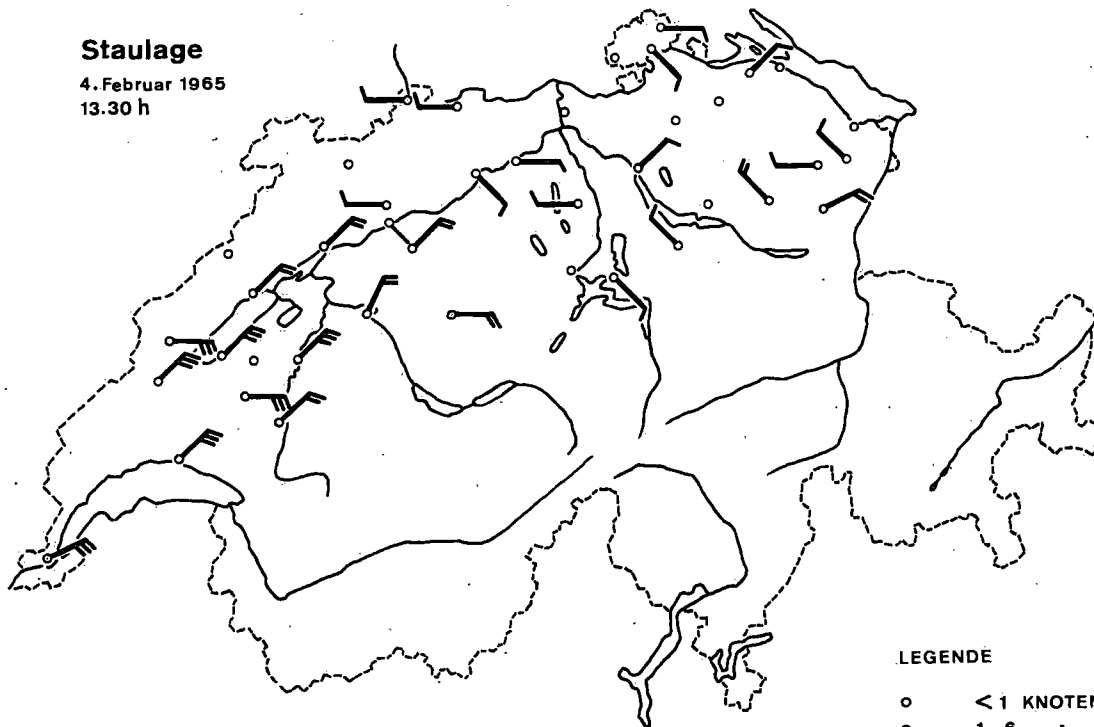
Abb. 23. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit bei Bisenlage im Frühling (F), Sommer (S), Herbst (H) und Winter (W) in Zürich.

Staulage. Die Staulage bedarf einer besonderen Erwähnung, weil hier der Gradientwind die Alpenkette mehr oder weniger rechtwinklig anströmt und gezwungen wird, dieses Hindernis auf irgendeine Weise zu überwinden. Im Sommer sind die bodennahen Winde eher schwach, der Hauptstrom verläuft in Kammhöhe. In den übrigen Jahreszeiten, besonders aber im Winter, nimmt die Windstärke in den unteren Schichten stark zu. Dies führt zu einem kräftigen Stau der Luftmassen. Teils finden diese einen Abfluss durch die Alpentäler und über die Pässe, teils umströmen sie den Alpenkörper in westlicher oder östlicher Richtung. Die schwache Ausbildung der Berg-Talwindzirkulation im Winter erleichtert das Durchströmen der Täler; dies geht aus den Untersuchungen im Reusstal klar hervor.

Die Strömung im Mittelland entbehrt einer bestimmten Richtung. Eine statistische Untersuchung in der westlichen Landeshälfte ergab zwei häufig auftretende Strömungsrichtungen: Nordost und Südwest. Im zentralen Mittelland und im Voralpengebiet tritt meist eine Verwirbelung auf mit Winden aus allen Richtungen. Die Ostschweiz zeigt die gleiche Erscheinung oder aber es kommt zu einem Abfluss in Richtung Bodensee. Zwei Beispiele sind in Abbildung 24 dargestellt.

Staulage

4. Februar 1965
13.30 h



LEGENDE

- < 1 KNOTEN
- ⊖ 1-6
- ⊖ 7-14
- ⊖ 15-24
- ⊖ 25-35

Staulage

18. April 1965
13.30 h

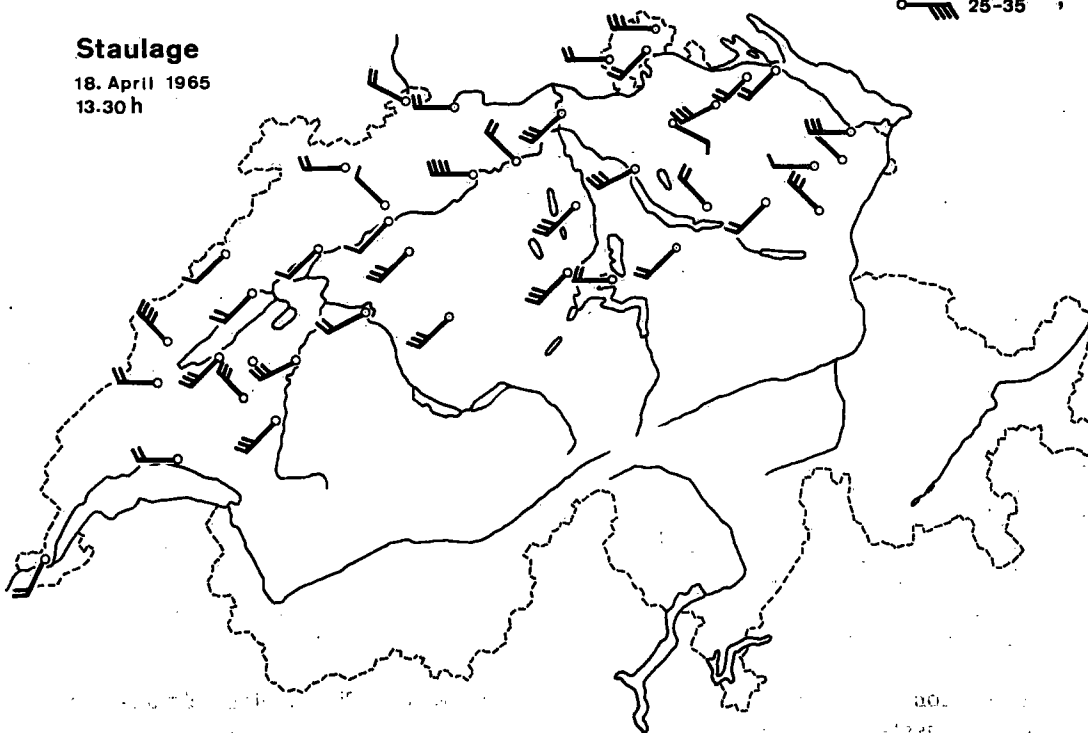


Abb. 24. Die zwei am häufigsten auftretenden Strömungsrichtungen bei Staulage im Mittelland

Wenn die tieferen Luftmassen westwärts nach dem Rhonetal abfliessen, dann wird der Strömungsquerschnitt für die bodennahen Schichten durch die Konvergenz von Jura und Alpen kleiner, die Strömungsgeschwindigkeit aber grösser. Diese Erscheinung ist von der Bise her gut bekannt. Weniger bekannt dürfte der gleiche Effekt bei der Staulage sein. Die Auswertung für den Flughafen Genf-Cointrin beweist aber, dass die Windstärke bei Staulage noch grösser ist als bei Bise (Abbildung 25).

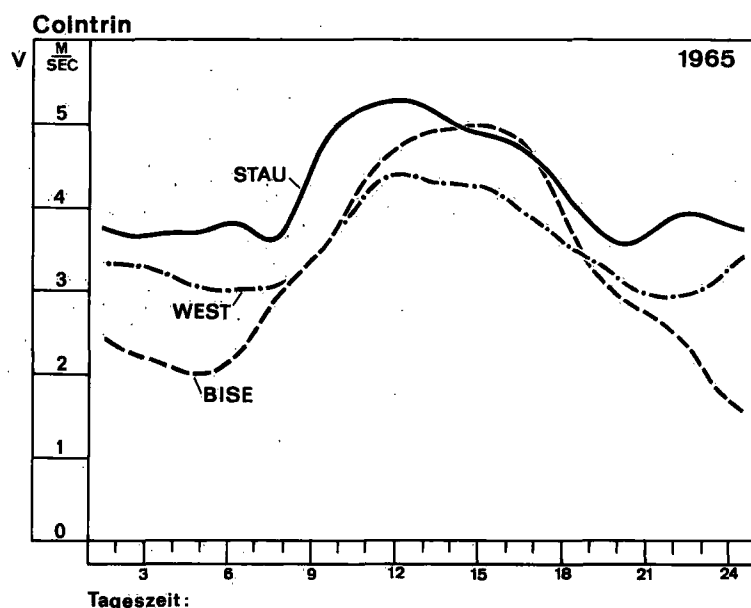


Abb. 25. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit bei Bisen-, West- und Staulage in Genf-Cointrin (Jahresmittel 1965).

Hochdrucklage. Lokalwinde sind bei dieser Witterungslage meist gut ausgebildet und können aus den Windstreifen der Anemographen ermittelt werden, unter der Voraussetzung natürlich, dass die Topographie Lokalwinde zulässt. Teilweise gilt dies auch für die Flachdrucklage, insofern der Grad der Bewölkung nicht allzusehr von demjenigen der Hochdrucklage abweicht. Beiden Witterungslagen gemeinsam sind die schwachen Gradientwindinflüsse auf die tiefsten Luftschichten.

Unter dem Einfluss der Strahlung der Sonne treten bei verschiedenartiger Bodenbeschaffenheit und Exposition lokale Temperaturunterschiede auf. Das gleiche gilt auch bei der diffusen Strahlung, nur sind dann die Wirkungen viel kleiner. Infolge Leitung und Konvektion werden verschieden grosse Wärmemengen auch an die Luft abgegeben und verursachen dort entsprechende Druck- und Dichteunterschiede. Die grosse innere und äussere Reibung verhindert dabei einen sofortigen Ausgleich. Erst allmählich tritt eine Strömung in Richtung des Druckgefälles auf. Da dies auf ganz verschiedene Tageszeiten fallen kann, bleibt der Nachweis lokaler Winde auf Stationen mit einem Windschreiber beschränkt.

In Zürich bot sich die Gelegenheit, Messwerte zweier Anemometer miteinander vergleichen zu können. Einer der Windschreiber steht auf der Dachterrasse der Meteorologischen Zentralanstalt (MZA) am Zürichberg, der andere auf dem Dach der Kehrrichtverbrennungsanstalt (KVA) im Limmattal. Die Horizontaldistanz beträgt rund 3.5 km und der Höhenunterschied 140 m. Ausgewertet wurden 30 Tage mit Hochdrucklage aus den Jahren 1965 und 1966. Den Tagesgang der Windrichtung und Stärke zeigen die Abbildungen 26 und 27 (oben). Auf dem Punktdiagramm erkennt

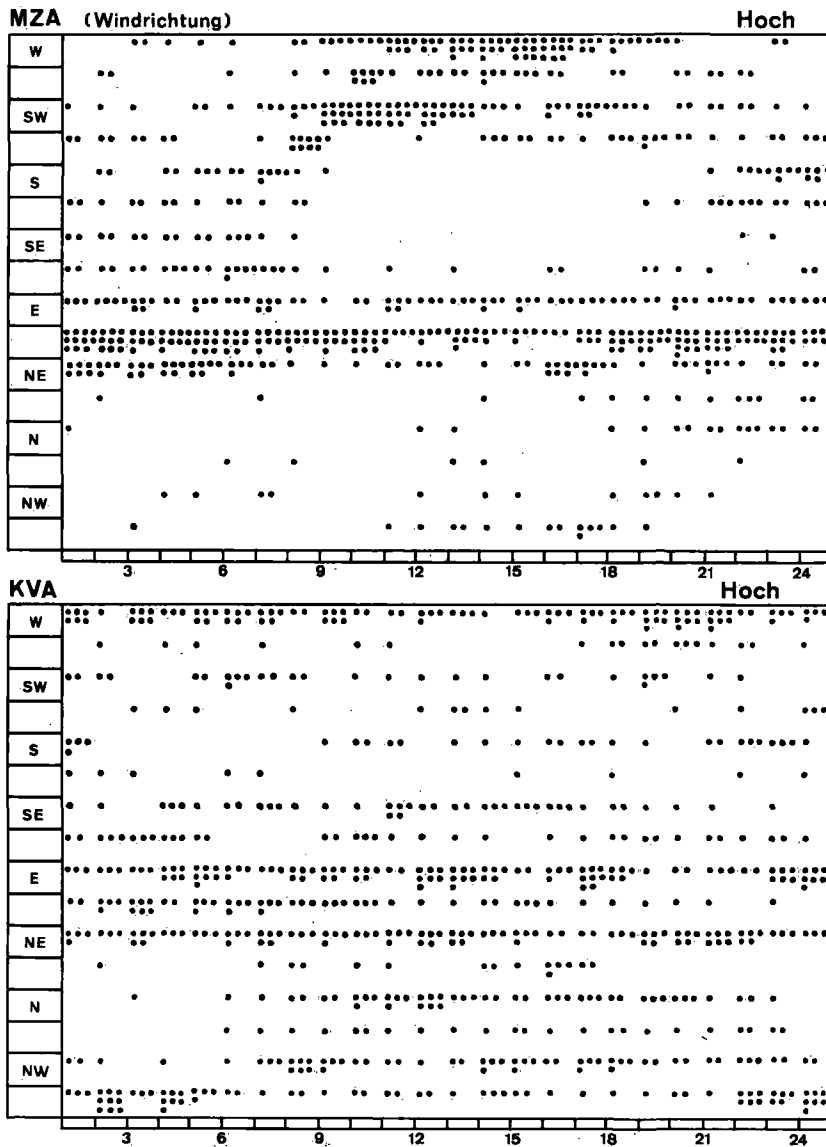


Abb. 26. Windrichtung in Abhängigkeit von der Tageszeit bei Hochdrucklage an zwei Messtellen in Zürich. MZA - Meteorologische Zentralanstalt, KVA - Kehrrichtverbrennungsanstalt.

man für die höher gelegene Station (MZA) eine NE- bis E-Strömung, die durch die besondere Lage der Hochdruckzentren, die sehr oft vorkommt, bedingt ist. An bestimmten Tagen aber ändert der Wind seine Richtung schon am Vormittag und weht bis gegen Abend aus SW bis W. Während der Nacht dreht er wieder auf NE. Zweifellos handelt es sich hier um einen Lokalwind aus der Richtung der Stadt. Dr. GENSLER vermutet einen Talwind aus dem Limmattal, der gegen den Zürichberg weht. Vieles spricht für diese Annahme, aber der Nachweis aufgrund der Aufzeichnungen im Limmattal misslang. In Anemometerhöhe (ca. 30 m über Grund) ergeben sich keinerlei Anhaltspunkte für eine Winddrehung. Bei den auftretenden Winden handelt es sich um Konvektion. Die aufsteigenden Luftquanten bewirken kleinere, horizontale Ströme geringer Mächtigkeit. Diese Feststellung ist aber noch kein schlüssiger Beweis für das Nichtvorhandensein eines Talwindes. Die Strömung dürfte vielmehr unter dem Einfluss der Aufwinde einige Dekameter über der Stadt verlaufen.

Zürich

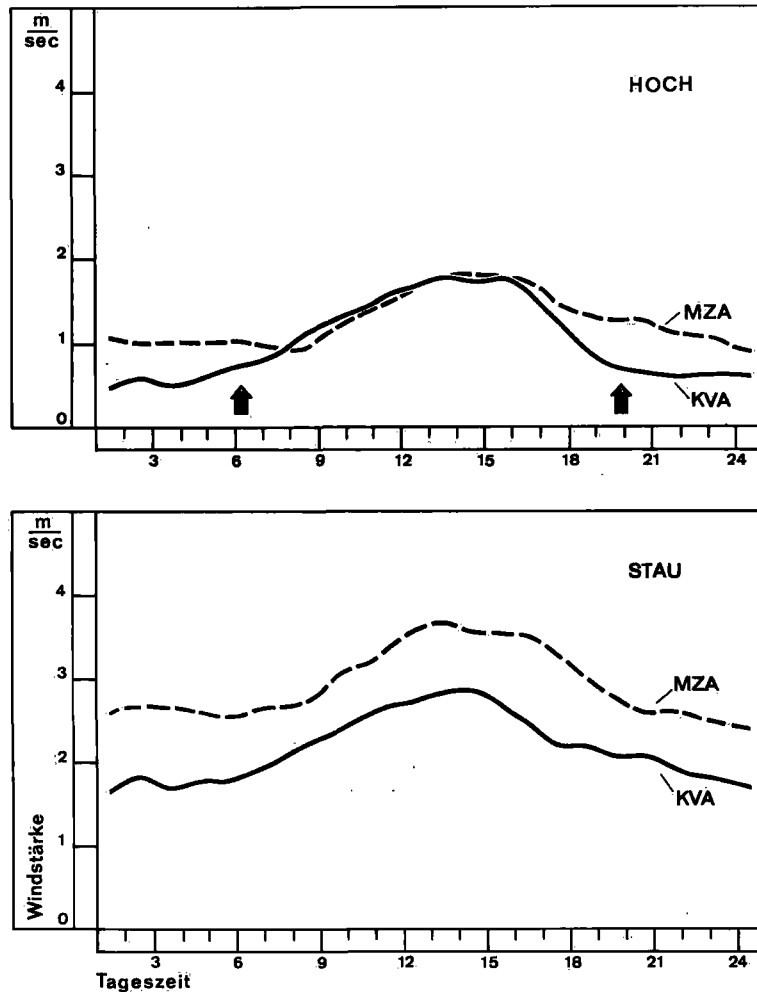


Abb. 27. Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit bei Hochdrucklage und bei Staulage an zwei Messtellen in Zürich. MZA - Meteorologische Zentralanstalt, KVA - Kehrrichtverbrennungsanlage.

Der Windschreiber auf dem Hochhaus der Kehrrichtverbrennungsanstalt dient zu Ueberwachung der Emmission von Russteilchen. Dazu ist ein Vergleich der Windstärke beider Stationen sehr aufschlussreich. Er zeigt für die tiefer gelegene KVA grössere Windruhe während des Abends und in der Nacht. Hohe Konzentrationen von Fremdstoffen in der Luft müssen sich deshalb bei Hochdrucklage besonders kritisch auswirken. Um die Mittagszeit sind die Windgeschwindigkeiten wieder ziemlich ausgeglichen. Der ganze Tagesgang erinnert stark an mikroklimatische Verhältnisse, obschon der Aufstellungsort des Anemometers für solche Messungen zu hoch über Grund liegt.

etc.

Eine Gegenüberstellung der Aufzeichnungen bei Staulage (Abbildung 27 unten) zeigt keinerlei Besonderheiten und beweist zugleich, dass der Gradientwind, abgesehen von starken Reibungseinflüssen, korrekt wiedergegeben wird.

Erfolgreicher waren die Untersuchungen über Lokalwinde bei den Stationen Bern und Payerne. Diese lassen einen täglichen Windwechsel klar erkennen. Zur Darstellung wurde diesmal

die Luftversetzung, d. h. das Produkt aus Windstärke und Windhäufigkeit, gewählt. An beiden Stationen herrscht in der Nacht und am frühen Morgen eine Strömung talabwärts. Während des Vormittags dreht die Windfahne in Payerne um 180 Grad, in Bern um etwa 120 Grad und weist auf eine talaufwärts gerichtete Strömung hin. Die beiden Windrichtungen wurden in der Abbildung 28 mit B (Bergwind) und T (Talwind) bezeichnet. Im Broyetal verlaufen die Winde ziemlich genau in

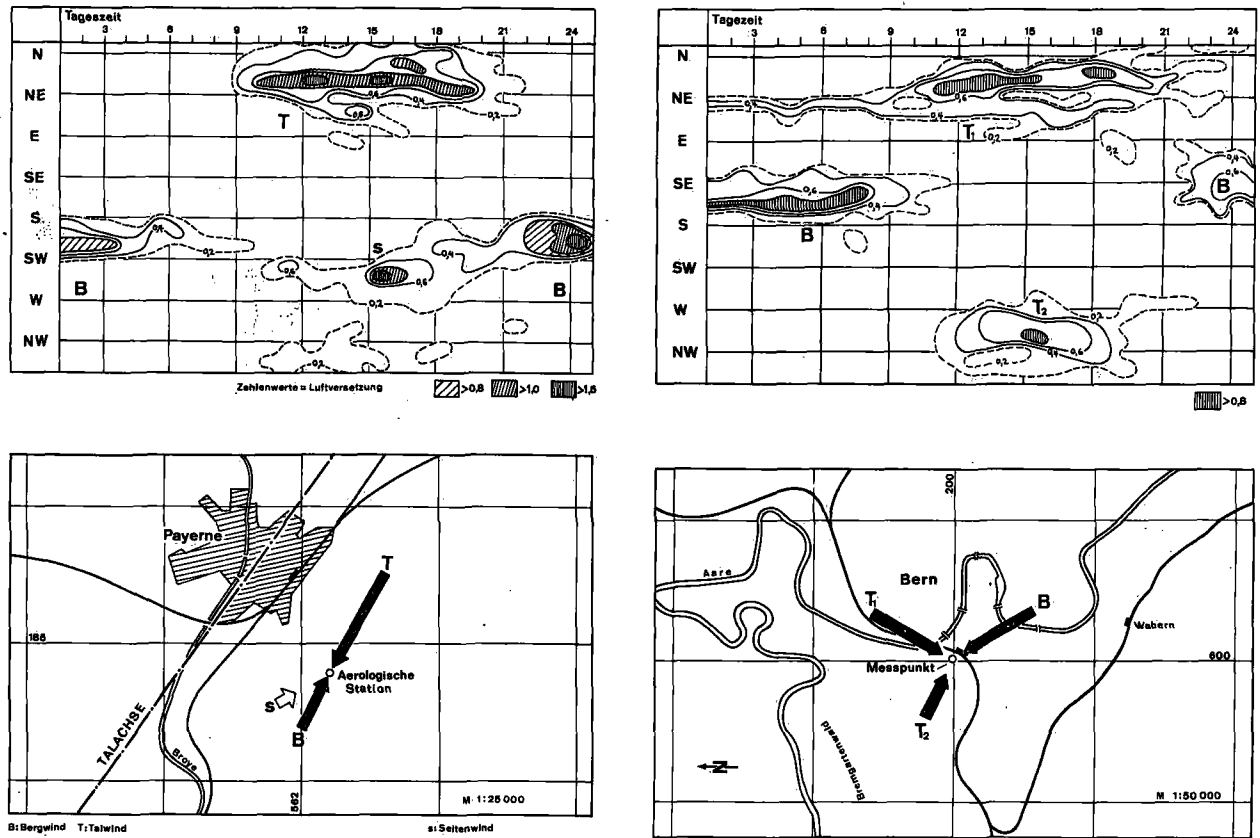


Abb. 28. Zirkulation im Broyetal und im Aaretal bei Bern bei Hochdrucklage. Oben: Luftversetzung als Funktion der Tageszeit und Strömungsrichtung; unten: Verlauf der Strömung im Kartenbild.

Richtung der Talachse. Im Aaretal bei Bern werden die Strömungsverhältnisse durch den komplizierten Talverlauf etwas modifiziert. Die Strömung talaufwärts erscheint deshalb in zwei Aeste aufgeteilt.

Mittlere Windgeschwindigkeit um:	6	12	22 Uhr
Payerne	2	6	6 km/Std.
Bern	5	8	6 km/Std.

Diese Mittelwerte variieren etwas, je nach der Verteilung der Hochdrucklagen auf die verschiedenen Jahreszeiten. Die stark strahlungsabhängigen Lokalwinde sind im Sommer stärker entwickelt als im Winter. Für die Untersuchung in Bern und Payerne wurden 40 Tage der Jahre 1965 und 1966 ausgewertet; sie sind wie folgt verteilt:

Februar	5 Tage	Juli	5 Tage
März	5 Tage	August	4 Tage
April	2 Tage	September	4 Tage
Mai	3 Tage	Oktober	6 Tage
Juni	5 Tage	Dezember	1 Tag.

Die beiden Beispiele beweisen die Existenz einer Zirkulation in den grossen Tälern des Mittellandes bei Hochdrucklage. Ueber ein weiteres Beispiel aus dem Glattal berichtet GENSLER aufgrund von Beobachtungen in Kloten (mündliche Mitteilung). Ob wir es hier mit einer allgemeinen Zirkulation zwischen Alpen und Mittelland zu tun haben, wobei die Täler nur die Adern sind, in denen die Luft strömt, oder ob jedes Tal ein System für sich darstellt, muss wegen der noch dürftigen Unterlagen unentschieden bleiben.

g) Land - Seewind. Ein weiteres selbständiges Windsystem ergab sich aus den Aufzeichnungen der Station Lausanne. Sein Einfluss auf die Windverhältnisse in Seenähe hängt weitgehend von der Witterung ab.

Bei Westlage dämpft der Gradientwind die Zirkulation ziemlich stark. Mit seinem Rückgang in der Nacht wird die Ausbildung einer ablandigen Strömung (Landwind) erleichtert. Dieser lässt sich ausserdem viel sicherer aus den Windstreifen herauslesen, als die beiden fast gleichgerichteten See- und Gradientwinde, sodass das Ausmass der Land-Seewindzirkulation für diese Witterungslage nicht genau bestimmt werden kann. Weit weniger störend auf den Lokalwind wirkt die Bise. Dies hat seinen Grund in den topographischen Gegebenheiten, aber auch in der meist grossen täglichen Sonnenscheindauer. Der Gradientwind strömt bei Bisenlage vom Plateau her über die Hänge des Lavaux gegen den Genfersee. Die Strömung dürfte am Morgen bald einmal von der Wasseroberfläche abgehoben werden, um einem entgegengesetzten Luftstrom, dem Seewind, Platz zu machen. Dieser setzt mit der Erwärmung des nach Südwesten orientierten Ufers ein und verstärkt sich zusehends gegen Mittag. Dabei ändert der Seewind seine Richtung mit dem Stand der Sonne von Südost über Süd nach Südwest. Unter seinem Einfluss verschiebt sich das Maximum der Windstärke bei Bisenlage vom Mittag auf den Abend; dann nämlich sind Bise und Gradientwind parallel gerichtet und verstärken sich gegenseitig (Abbildung 29).

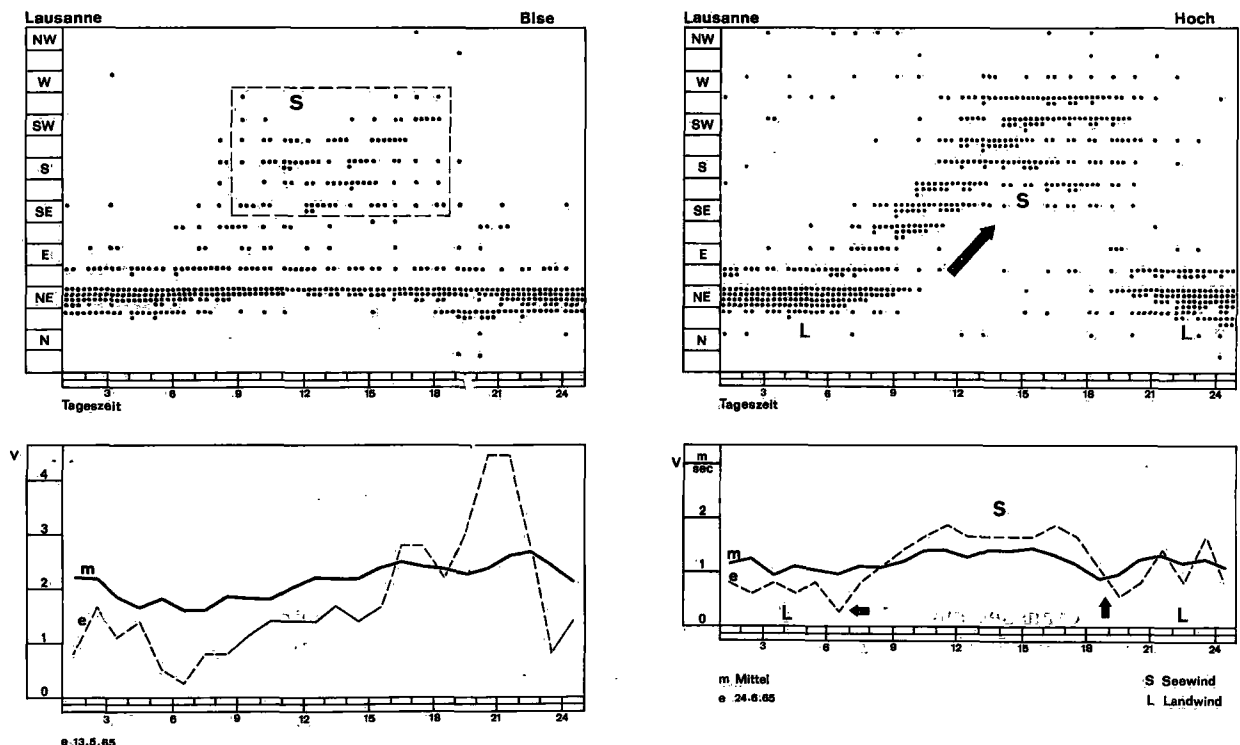


Abb. 29. Tagesgang der Windrichtung (oben) und der Windgeschwindigkeit (unten) bei Bisenlage bzw. Hochdrucklage in Lausanne.

Noch viel deutlicher tritt das Land-Seewindsystem bei Hochdrucklage hervor. Ein Landwind weht während der ganzen Nacht und am frühen Morgen. Die Strömung ist im Bereich der Station leider etwas kanalisiert. Gegen 9 Uhr vormittags erfolgt durch den einsetzenden Seewind ein präziser Wechsel in der Strömung. Die sukzessive Winddrehung ist hier besonders gut sichtbar und ebenso der Uebergang zum Landwind am Abend. Der Windwechsel wird auch hier, wie beim Berg-Talwind, durch eine kurze Windruhe gekennzeichnet. Diese kommt im Tagesgang gut zum Ausdruck (Abb. 29).

Eine Untersuchung über den Einfluss der täglichen Sonnenscheindauer auf den Seewind bei Flach- und Hochdrucklage führte zu dem Ergebnis, dass die diffuse Strahlung im Sommer ebenfalls recht wirksam ist. Deshalb zeigt die Flachdrucklage das lokale Windsystem schon recht deutlich, nur treten häufiger streuende Windrichtungen auf. Bei den restlichen Witterungslagen werden die störenden Einflüsse dann recht beträchtlich (Tab. 6).

Tabelle 6. Mittlere Windgeschwindigkeiten in km/h bei den verschiedenen Witterungslagen in Lausanne.

Witterungslagen	Tageszeit					
	4	6	10	14	18	22
Stau	7	8	9	9	8	7
West	8	9	9	10	9	9
Bise	6	6	7	8	9	10
Tiefdruck	5	4	7	8	6	6
Flachdruck	4	4	6	7	7	6
Hochdruck	4	4	5	5	3	4

Die Südlage ergab zu wenig Fälle. Ausgewertet wurde für Lausanne und Genf-Cointrin das Jahr 1965.

Für Genf-Cointrin ist bei Hochdrucklage ein Land-Seewind ebenfalls nachweisbar. Der Seewind setzt am Morgen um die gleiche Zeit wie in Lausanne ein, hält sich aber etwas weniger lang. Möglicherweise spielt dabei die grössere Entfernung vom See eine gewisse Rolle. In den übrigen Witterungslagen findet man ausser bei Bisen- und Flachdrucklage keine Anhaltspunkte für das Auftreten des Land-Seewindes. Der Nachweis ist nicht ganz leicht, weil durch den Jura und Salève alle Winde in ihrer Richtung stark beeinflusst werden. Die Winddiagramme sind denjenigen einer Talstation nicht unähnlich. Die Gradientwinde haben durchwegs die Richtungen SSW bis SW, oder dann NNE bis NE. Dem gegenüber weht der Landwind aus Richtung WSW, der Seewind aus ESE. Dieser geringe Unterschied von ungefähr 20 Grad in der Strömungsrichtung wird bei starkem Gradientwind verdeckt und lässt keine Trennung der Winde mehr zu. Vieles aus den Aufzeichnungen von Genf spricht aber für gleiche Verhältnisse wie in Lausanne.

Bodendruck und Bodenwind

Lokale Windsysteme lassen sich für die Bisen-, Hochdruck- und Flachdrucklage sicher nachweisen, können aber grundsätzlich auch bei den anderen Witterungslagen auftreten. Ihr Nachweis wird allerdings durch die Gradientwindströmung erschwert und muss daher auf einem Umweg gesucht werden.

Voraussetzung jeder Luftströmung sind Druck- und Dichteunterschiede. Gelingt es nun für eine bestimmte Beobachtungszeit ein Bodendruckfeld zu zeichnen und dieses mit den gleichzeitig gemessenen Winden zu vergleichen, dann sollte auch eine maskierte Strömung noch erkennbar sein. Für eine solche Untersuchung stand das Netz der synoptischen und klimatologischen Stationen zur Verfügung.

Die erste Aufgabe bestand in der Auswahl der Stationen mit einer täglichen Barometer-

ablesung. Ihre Druckwerte mussten dann auf ein bestimmtes Niveau umgerechnet werden. Um Fehler in der Druckreduktion zu vermeiden, durften die Höhenunterschiede der Stationen nicht zu gross sein. Differenzen von einigen hundert Metern waren nicht mehr zulässig, weshalb eine Reduktion auf Meereshöhe ausser Betracht fiel. Als am besten geeignet erwies sich eine Fläche in 500 m ü. M. Die Mittellandstationen gruppieren sich mehrheitlich um diese Höhenlage. Vergleichbare Drücke erhält man auf diesem Wege für das Mittelland, die Voralpentäler und den Südtessin. Letzterer wurde miteinbezogen, um die Druck- und Strömungsverhältnisse beiderseits des Gotthards vergleichen zu können.

Für die Druckreduktionen der insgesamt 35 Stationen wurde ein Nomogramm verwendet. Es wurde von Dr. M. SCHUEPP entworfen und im klimatologischen Dienst erprobt. Diesem Nomogramm liegen als feste Grössen ein Temperaturgradient von 0,5 Grad pro 100 m und eine relative Feuchtigkeit von 75% zugrunde. Dass diese Näherung für geringe Höhenunterschiede zulässig ist, ergibt sich aus der Reduktionsformel

$$\log \frac{p_s}{p} = \frac{K \Delta z}{\left(T - \frac{a \Delta z}{2} + eC \right)}$$

wobei a der Temperaturgradient, Δz der Höhenunterschied, T die Temperaturen der Station, p_s der Luftdruck an der Station, e der Dampfdruck reduziert auf Stationsniveau ist, K und C sind Konstante.

Von den meisten Stationen standen sowohl Druck- als auch Windangaben zur Verfügung. Dazu zählen:

Aarau	Biel	St. Gallen	Kreuzlingen	Montreux
Auen	Beznau	Glarus	Langenbruck	Neuenburg
Altdorf	Chippis	Genf	Lausanne	Oeschberg
Altstätten	Chur	Hallau	Lohn	Sarnen
Basel	Frauenfeld	Heiden	Luzern	Sargans
Bern	Fribourg	Interlaken	Meiringen	Sion

ferner Zürich und vier Stationen auf der Alpensüdseite; hinzu kamen noch solche, die nur Windwerte lieferten.

Die reduzierten Druckwerte wurden hierauf in Karten eingezeichnet und durch die entsprechenden Isobaren zusammengefasst. Der ganze Test umfasst 80 Kartenblätter mit Eintragungen zu allen drei Beobachtungsterminen.

Ergebnis. Der Vergleich von Bodendruck und Bodenwind ergibt keine Hinweise auf lokale, bodennahe Winde. Wohl bilden sich zum Teil beträchtliche Druckunterschiede aus, aber eine entsprechende Strömung wird nicht sichtbar. Folgende Gründe können zu diesem Resultat beigetragen haben:

1. Die auftretenden Druckunterschiede sind hauptsächlich dynamisch bedingt. Veränderliche Strömungsquerschnitte in den tiefen Schichten und Hindernisse führen beim Gradientwind zu örtlichen Druckdifferenzen.
2. Die Windangaben der Stationen sind zu wenig genau. Die Windmessung geschieht im klimatologischen Netz teilweise noch durch die Wild'sche Fahne.
3. Eine zu grosse Maschenweite im Beobachtungsnetz.

Erschwerend wirkt bei der Beurteilung der Resultate der grosse Einfluss des Reliefs auf den Strömungsverlauf. Einige Stationen können gar nicht alle Windrichtungen registrieren und stören so die Uebersicht in einem grossen Untersuchungsgebiet. Damit bleibt die Frage über das Ausmass lokaler Strömungen, unabhängig von der Witterung, weiterhin offen.

Die vorliegende Arbeit wurde unter Leitung von Herrn Dr. M. Schüepp an der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich ausgeführt.

LITERATUR

- [1] ACKERMANN, P.: Die meteorologischen Verhältnisse im schweizerischen Mittelland als Faktor zur Standortwahl von Reaktoren. Mitteilungsblatt Nr. 1 des Delegierten für Fragen der Atomenergie 1959
- [2] BERÉNYI, D.: Mikroklimatologie. Stuttgart 1967
- [3] BJERKNES, V.: Das dynamische Prinzip der Zirkulationsbewegungen in der Atmosphäre. Meteorologische Zeitschrift Bd. 17, 1900, S. 145-156
- [4] BOUËT, M.: La bise à Lausanne. Bulletin de la Soc. Vaudoise des Science Naturelle, 1963
- [5] DEFANT, A.: Zur Theorie der Berg- und Talwinde. Meteorologische Zeitschrift Bd. 27, 1910, S. 161-168
- [6] DEFANT, F.: Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. Archiv für Meteorologie und Bioklimatologie, Serie A, Bd. 1, 1949, S. 421-450
- [7] ESSENWANGER, E.: Probleme der Windstatistik. Meteorologische Rundschau, Heft 2, 1959
- [8] FRIEDRICH, W.: Windstruktur im Gebirge. Wetter und Leben, 1961, S. 77-89
- [9] FREY, H.: Die lokalen Winde am Zürichsee. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft, 1926
- [10] GUELLER, A.: Ueber Windstärke und Windrichtung in den Alpen. Aero Revue, 1955, S. 394-398
- [11] GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1961
- [12] HANN, J.: Theorie der aufsteigenden Talwinde. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 27, 1910, S. 492-499
- [13] HESSENBERG, Th.: Die Windänderung mit der Höhe vom Erdboden. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd. 7, 1916, S. 156-166
- [14] HESSENBERG, Th.: Einige Eigenschaften des Windes. Meteorologische Zeitschrift, 1935, S. 473-477
- [15] KLEINSCHMITT, E.: Handbuch der meteorologischen Instrumente. Berlin 1935
- [16] LETTAU, H.: Atmosphärische Turbulenz. Leipzig 1939
- [17] LETTAU, H.: Windprofil, innere Reibung und Energieumsatz in den unteren 500 m ü. M. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre, Bd. 30, S. 78-96
- [18] PRISTOV, J.: Abweichungen des Windes auf den alpinen Beobachtungsstationen in bezug auf die Strömung in der freien Atmosphäre. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 1959, Bd. 8, S. 241-243

- [19] SCHERHAG, R.: Neue Theorie des Berg- und Talwindes. Meteorologische Rundschau, Heft 1, 1949, S. 220-222
- [20] SCHNEIDER-CARIUS, K.: Die Grundsicht der Troposphäre. Leipzig 1953
- [21] SCHNEIDER-CARIUS, K.: Der Schichtbau der Troposphäre. Meteorologische Rundschau, 1948, S. 79-83
- [22] SCHNEIDER-CARIUS, K.: Typen der Grundsicht. Geofisica pura e applicata, 1948, S. 4-14
- [23] SCHMIDT, W.: Ueber die Grösse des unmittelbaren dynamischen Druckstaus an Gebirgen. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 27, 1910, S. 406-411
- [24] SCHÜEPP, M.: Klimatologie der Witterungslagen im Alpengebiet. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Bd. 8, 1958
- [25] SCHÜEPP, M.: Ziele und Aufgaben der Witterungsklimatologie. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, 1965, Heft 3
- [26] STEINHAUSER, F.: Temperaturschichtung und Windstruktur in Bodennähe. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 11, 1935, S. 439-444
- [27] SUERING-HANN: Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig 1951
- [28] SUTTON, O. G.: Micrometeorology. London 1953
- [29] SUTTON, O. G.: Atmospheric Turbulence. London 1954
- [30] TRAPPENBERG, R.: Ein Beitrag zu den Windverhältnissen in den ersten 100 m der Atmosphäre. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 1959
- [31] TRAPPENBERG, R.: Der Einschwingvorgang von Windfahnen. Meteorologische Rundschau, 1962, S. 109-111
- [32] UNDT, W.: Windverteilung bei tiefliegenden Inversionen in den kühleren Jahreszeiten. Wetter und Leben, 1958, S. 41-49
- [33] WAGNER, A.: Zur Theorie des täglichen Ganges der Windverhältnisse. Beiträge zur Geophysik, Bd. 47, 1936, S. 172-176
- [34] WAGNER, A.: Neue Theorie des Berg- und Talwindes. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 49, 1932
- [35] WAGNER, A.: Hangwind, Ausgleichsströmung, Berg-Talwind. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 49, 1932
- [36] WENGER, R.: Zur Theorie der Berg- und Talwinde. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 15, 1923, S. 193-204

