

Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.
Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Actes de la Société
Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative
= Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 152 (1972)

Vereinsnachrichten: Sektion für Geophysik

Autor: [s.n.]

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 11.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

8. Sektion für Geophysik

Schweizerische Gesellschaft für Geophysik
Société Suisse de Géophysique

Präsident: PD Dr. W. SCHÜEPP, Abteilung für Meteorologie und
Lufthygiene des Gesundheitsamtes Basel-Stadt, 4000 Basel
Sekretär: Dr. H. W. COURVOISIER, Krähbühlstrasse 58, 8044 Zürich

Samstag, 14. Oktober

1. W. KUHN (MZA Zürich): *Flussnebel über dem Rhein: Theorie und Beobachtung*

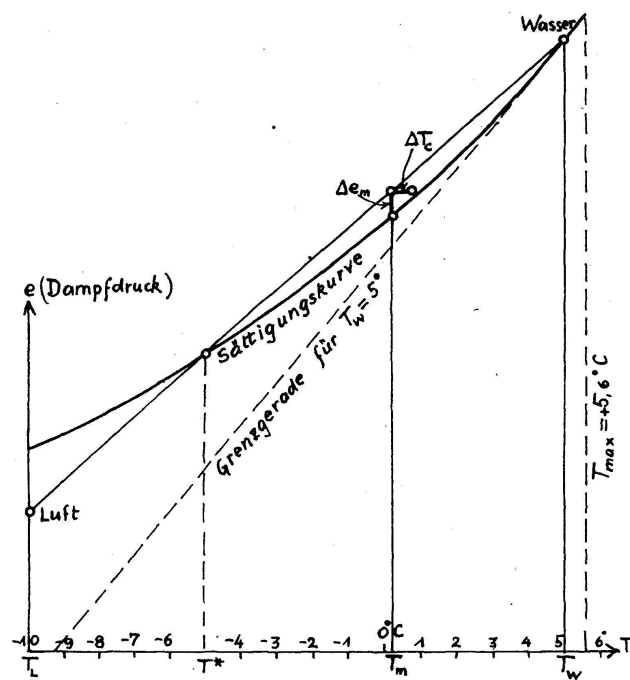
Anlass zu dieser Untersuchung gab die Frage von Schiffsverkehrsbehörden, ob eine Erwärmung des Rheins durch Rückgabe des Kühlwassers von Atomkraftwerken die Nebelhäufigkeit erhöhe.

Falls ein solcher Einfluss existiert, kann er sich nur über dem Wasser und in der Uferzone auswirken; Nebelfelder, die weit darüber hinausgreifen, dürften von einer leichten Erhöhung der Wassertemperatur nicht beeinflusst werden.

Nun gibt es aber bei schwachem Wind im Herbst und Winter über Wasserflächen gelegentlich Föhnchen, Säulen oder Schwaden von Nebel mit einer Höhererstreckung von wenigen Dezimetern bis etwa 2 m. Diese Erscheinung wird als Fluss- bzw. Seenebel, oft auch als «Frostrauch» bezeichnet. Bei ihrem Zustandekommen spielt die Wassertemperatur bestimmt eine Rolle.

Wir wollen zunächst in Anlehnung an P. M. SAUNDERS die *physikalischen Bedingungen* für das Auftreten von Flussnebel untersuchen. Die Bildung des Nebels unmittelbar über dem Wasserspiegel deutet darauf hin, dass die Feuchtigkeit der untersten Luftschicht durch *Verdunstung* von Wasser angereichert wird. Wahrscheinlich entsteht eine mit Wasserdampf gesättigte Lufthaut, deren Temperatur nahe bei der Wassertemperatur T_w liegt. Die Temperatur T_L der darüber hinwegstreichenden atmosphärischen Luft ist bei Flussnebel stets tiefer als T_w . Mithin besteht ein Dampfdruckgefälle von unten nach oben, was die Verdunstung ermöglicht und aufrechterhält.

Infolge leichter Turbulenz *mischt* sich nun die flussnahe, feuchtwarme Luft mit der vom Lande her zuströmenden, kälteren Luft. In verschiedenen Höhen über Wasser wird sich ein anderes Mischungsverhältnis einstellen. In einem Diagramm (Abb. 1) mit den Koordinaten T (Temperatur) und e (Dampfdruck) liegen die Zustandspunkte entsprechend diesen verschiedenen Gemischen auf der Geraden, welche den Zustandspunkt der Wasseroberfläche mit demjenigen der atmosphärischen Luft verbindet.



Beispiel: $T_w = +5^\circ$; $T_L = -10^\circ$; $r_L = 69\%$ $\rightarrow T^* = -5^\circ$
 $T_m = +0.2^\circ$; $\Delta e_m = 0.36 \text{ mb}$; $\Delta T_e = 0.57^\circ$

Abbildung 1

Zur Theorie der Mischnebel über Wasserflächen

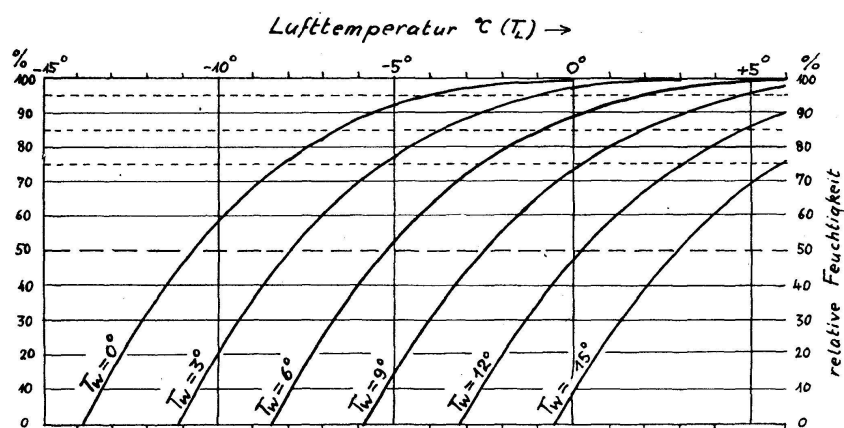


Abbildung 2

Grenzbedingung für Mischungsnebel über Wasserflächen
bei verschiedenen Wassertemperaturen (T_w)

Wegen der Krümmung der Dampfdruckkurve schneidet diese Mischungsgerade unter Umständen die Sättigungskurve bei einer Temperatur T^* zwischen T_L und T_w ; im Bereich zwischen T^* und T_w findet dann *Übersättigung* statt, was zu Nebelbildung führen kann. Voraussetzung ist allerdings, dass der atmosphärische Zustandspunkt oberhalb der Tangente liegt, die bei T_w die Sättigungskurve berührt. Daraus ergibt sich in den meisten Fällen eine Minimalbedingung für die relative Feuchtigkeit rF der atmosphärischen Luft. Bei grossen Werten von $T_w - T_L$ kann es – wie im Beispiel von Abbildung 1 – vorkommen, dass die Tangente die Abszissenachse rechts von T_L schneidet; in einem solchen Fall könnte theoretisch sogar wasserdampffreie Luft nach der Mischung *Übersättigung* erzeugen.

Unter adiabatischen Bedingungen tritt eine weitere Limite hinzu: Die bei der Kondensation frei werdende latente Wärme erhöht die Temperatur der Mischluft um den Betrag ΔT_c . Damit der so verschobene Zustandspunkt immer noch oberhalb oder auf der Sättigungskurve liegt, darf die Mischtemperatur (bei einem Luftdruck um 975 mb) $+5,6^\circ\text{C}$ nicht überschreiten. So wird verständlich, warum Flussnebel nur im Herbst und Winter auftritt. Der Gefrierpunkt (0°C) muss aber nicht unterschritten werden. Wir ziehen deshalb den Ausdruck «Flussnebel» der Bezeichnung «Frostrauch» vor.

Dichte und Höhererstreckung des Flussnebels dürften von der Grösse der *Übersättigungsfläche*, d.h. des von der Mischungsgeraden und der Sättigungskurve zwischen T^* und T_w eingeschlossenen Flächensegmentes, abhängen.

In Abbildung 2 ist für 6 äquidistante Wassertemperaturen die minimale relative Feuchtigkeit der atmosphärischen Luft in Funktion der Lufttemperatur dargestellt. Die Kurven verlaufen angenähert parallel und äquidistant; die minimale rF ist also im wesentlichen eine Funktion von $T_w - T_L$. Je grösser diese Differenz, desto trockener darf die Luft sein.

Durch eine Erhöhung der Wassertemperatur würde der Bereich der für Flussnebel günstigen Atmosphärenzustände vergrössert; es wäre dann mit häufigerem und dichterem Flussnebel zu rechnen.

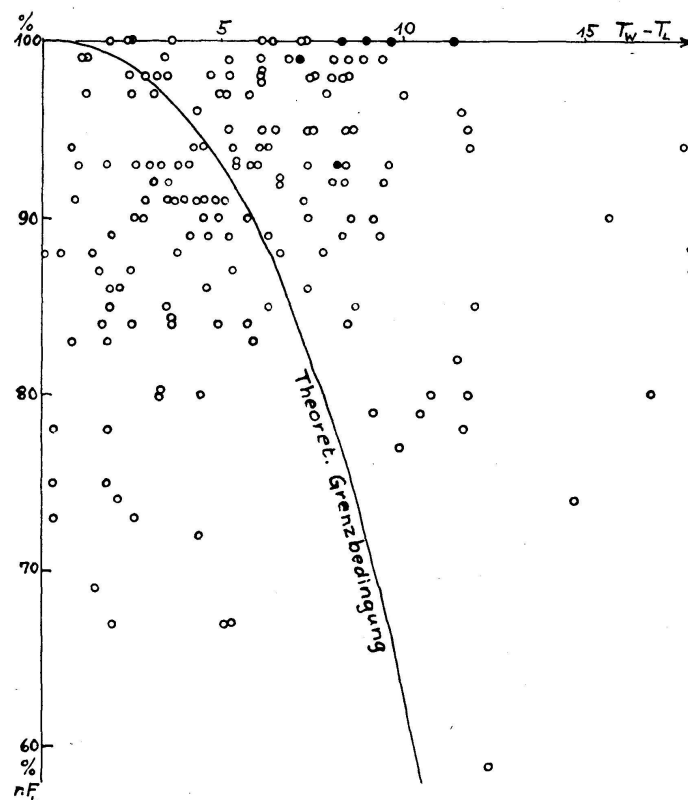
Um uns und die Schifffahrtskreise über die tatsächliche Häufigkeit und Bedeutung dieser Erscheinung zu orientieren, liessen wir *Sichtbeobachtungen* über dem Wasserspiegel des Rheins anstellen. Die Betriebsleiter der Laufkraftwerke *Augst* und *Birsfelden* (12 bzw. 4 Flusskilometer oberhalb Basel-St.Johann) fanden sich dazu während 9 Monaten bereit. Wir berichten hier über die Ergebnisse der 6 aufeinanderfolgenden Monate Oktober 1970 bis März 1971 mit insgesamt 182 Tagen zu 4 Beobachtungsterminen (8, 10, 13, 16 h MEZ). Die Beobachter waren angewiesen, Flussnebel und allgemeinen Nebel auseinanderzuhalten.

Zunächst ist festzuhalten, dass *Flussnebel* in diesem Zeitraum *sehr selten* vorkam. Von total 728 Terminen ergaben nur 3 in Augst und 5 in Birsfelden Flussnebel. Kein einziges Mal trat die Erscheinung an beiden Orten zugleich auf. Sämtliche Flussnebelfälle entfielen auf einen 8-h- oder 10-h-Termin. Nach dem 3. Januar wurde kein Flussnebel mehr gemeldet.

Übrigens fand nur ein Fall bei tiefer Lufttemperatur ($-16,5^{\circ}\text{C}$) statt; die andern ereigneten sich im Temperaturbereich zwischen $-0,2$ und $+2,8^{\circ}\text{C}$.

Die *meteorologischen Vergleichsdaten* (Lufttemperatur T_L und relative Feuchtigkeit rF) entnahmen wir den 7-h-Aufzeichnungen des Basler Observatoriums *St. Margrethen* (Gemeinde Binningen); die Wassertemperaturen T_W wurden in Augst täglich um 13 h abgelesen. Da die Rheintemperatur im Laufe eines Tages nur wenig schwankt, tut die Zeitdifferenz zwischen den beiden Beobachtungsterminen der Repräsentativität der Wassertemperaturen nicht sonderlich Abbruch.

Abbildung 3 zeigt für jeden Beobachtungstag mit positiver Differenz $T_W - T_L$ ein Kreislein mit den Koordinaten $(T_W - T_L)$ und rF . Tage, an denen in Augst oder Birsfelden Flussnebel beobachtet wurde – einmal war dies um 8 h und 10 h, sonst nur an einem dieser beiden Termine der Fall –, sind durch ein ausgefülltes Kreislein, d.h. durch einen dicken schwarzen Punkt, gekennzeichnet. Nach der vorstehenden Theorie wurde eine Kurve konstruiert, die näherungsweise die günstigen von den ungün-



Legende: • Flussnebel, o kein Flussnebel
 $T_W - T_L$ = Temperaturdiff. Wasser-Luft
 rF = relative Feuchtigkeit d. Luft

Abbildung 3

Flussnebel-Beobachtungen bei Basel, Oktober 1970 bis März 1971

stigen Bedingungen scheidet. Die 7 schwarzen Punkte liegen alle rechts von der Kurve, wie es nach der Theorie zu erwarten ist. Übrigens liesse sich die Kurve um 3° nach rechts verschieben, ohne dass ein Punkt auf ihre linke Seite zu liegen käme. Diese Tatsache beruht zum Teil auf der Wahl des Beobachtungsortes und des Termins für die Parameter T_L und rF ; wahrscheinlich lägen die schwarzen Punkte näher an der Grenzkurve, wenn diese Parameter gleichzeitig und an den gleichen Orten wie die Sicht bestimmt worden wären.

Eine künstliche *Erwärmung des Rheins* bei gleichbleibenden meteorologischen Bedingungen würde in Abbildung 3 einer Verschiebung der Grenzkurve nach *links* entsprechen. Bei einer Verschiebung um 3° würde die Zahl der für Flussnebel günstigen Fälle um rund 40% zunehmen. Wenn die Zahl der effektiven Flussnebelvorkommen, die ja nur etwa 7% der günstigen Fälle ausmacht, im gleichen Verhältnis anstiege, wäre dies für die Navigation sozusagen belanglos. Es hat sich nämlich herausgestellt, dass Flussnebel nicht nur selten ist, sondern dank seiner geringen Höhererstreckung in der Regel keine ernste Gefahr für die kommerzielle Schifffahrt darstellt.

LITERATUR

SAUNDERS, P. M.: Sea smoke and steam fog. Quart.J.Roy.Met.Soc. 90: 156–165 (1964).

2. G. GENSLER und A. URFER (MZA Zürich): *Häufigkeiten von Temperaturinversionen im Oberengadin, Raum Sils–Grevasalvas, im Winter 1971/72*

Im Auftrage der Regionalplanungsgruppe Oberengadin ersuchte ein Planungsbüro die MZA, beim Projekt «Alpine Erholungslandschaften, Testfall Grevasalvas» den lokalklimatischen Aspekt zu behandeln. Im Engadin bestehen keine amtlichen Wetterbeobachtungsstationen ausserhalb des Talboden- oder Hangfussbereiches. Da die drei Sommersiedlungen Blaunca, Buaira und Grevasalvas zwischen 100 und 250 m über dem Seespiegel des Silsersees (1797 m ü. M.) liegen, ergab sich die Notwendigkeit, mit temporären Stationen diese Lücke zu schliessen. Da eine laufende Betreuung der Instrumente durch Ortsbewohner nicht in Frage kam, wurden Registriergeräte eingesetzt, die nur einmal monatlich gewartet werden müssen, was sich von Zürich aus realisieren liess. Mitte Oktober 1971 wurde in Grevasalvas, 1950 m ü. M., in einer Kunststoffhütte (Typ Thaller, Israel) 1 Thermohygrograph, 1 Minimum-, 1 Maximumthermometer und ein Stationsthermometer in Betrieb genommen. In gleicher Art wurden 2 Extremthermometer bei der Post in Sils-Baselgia, 1800 m ü. M., eingerichtet und täglich vormittags abgelesen. Ferner wurden Windschreiber des Typs Woelfle in Blaunca, 2040 m ü. M., in Grevasalvas und Buaira, 1895 m ü. M., und in Grevasalvas ein Pluviograph (Typ Tognini) im Laufe der folgenden Monate installiert. Diese Arbeiten

Tabelle I

	November		Dezember		Januar		Februar		März		April		6 Monate	
	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
Hell	13	6	22	18	17	12	11	7	17	3	9	1	89	47
Trüb	7	5	3	4	9	2	10	2	9	4	7	8	45	25
Tage	29	28	30	31	31	31	29	29	31	31	30	29	180	179

Tabelle II

	November		Dezember		Januar		Februar		März		April		6 Monate	
	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
Hell	2,8	0,6	5,2	2,2	5,2	1,6	5,4	1,0	3,7	—0,8	2,0	—2,0	4,2	0,4
Trüb	0,6	—0,8	0,2	0,2	2,3	—1,5	0,2	—1,3	1,0	—0,9	—0,2	—0,6	0,7	—0,9
Z hell	14	10	23	23	18	17	11	10	17	17	12	11	95	88
Z trüb	15	18	7	8	13	14	18	19	14	14	18	18	85	91

Z = Anzahl verfügbarer Fälle des hellen und trüben Wittertyps. Gesamtdifferenz der Minima 2,43, der Maxima —0,13 °C (Mittel 1,15 °C)

Tabelle III

	Dezember 1971		Januar 1972		Februar 1972		November bis April		
	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Mittel
Grevasalvas	—5,4	3,6	—10,2	—2,7	—7,0	—0,9	—6,2	1,3	—2,5
Sils-Baselgia	—9,4	1,9	—14,2	—2,9	—9,2	—0,4	—8,7	1,4	—3,6
Sils-Maria	—7,8	×	—12,2	×	—7,4	×	—7,2	×	(—2,9)
St. Moritz	—8,8	3,3	—11,2	—1,3	—7,5	1,4	—7,2	3,0	—2,1
Bever	—13,0	—0,6	—14,0	—2,9	—8,3	1,2	—9,1	1,8	—3,7
Arosa	—2,8	1,8	—6,3	—2,1	—3,8	0,9	—3,9	1,4	—1,2

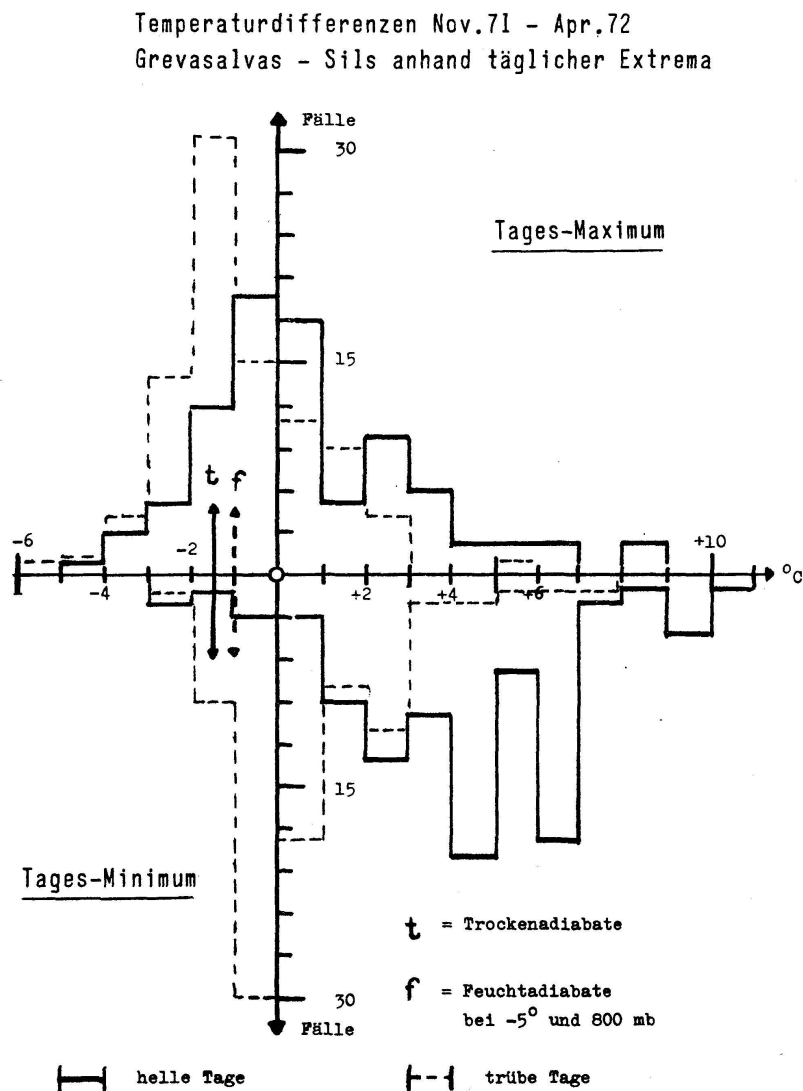
Tabelle IV

	Dezember 1971		Januar 1972		Februar 1972		November bis April	
	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.
St. Moritz	0,9	3,2	1,2	0,2	3,1	0,4	1,3	1,1
Bever	2,2	2,2	2,3	0,2	5,8	0,7	1,8	0,6
		1,3		1,3		4,1		1,6
Arosa	4,9	3,6	2,4	0,7	3,5	1,2	1,9	0,7

wurden durch A. URFER ausgeführt; die Wartung wurde zudem durch P. LENGGENHAGER vom Geographischen Institut der Universität Zürich vorgenommen, welches zudem 4 Windschreiber auslieh. Hilfsmittel zum Sondieren der Schneehöhe und des Schneegewichtes wurden uns von der Abteilung für Hydrologie und Glaziologie der ETH, Prof. KASSER, und ein Tagbogenschreiber von Prof. M. DE QUERVAIN, Davos-Weissfluhjoch, in verdankenswerter Weise zu Verfügung gestellt.

Die Talsohle von Sils wurde am 9. November 1971 eingeschneit und aperte am 4. Mai 1972 aus. Die 6 gewählten Monate November–April stellen demnach weitgehend Winterverhältnisse dar. Alle aus den täglichen Extremtemperaturen von Grevasalvas und Sils-Baselgia bestimmten Inversionsfälle (obere Station mindestens gleich warm wie untere) wurden in 2 Wettertypen aufgespalten (Horizontaldistanz 3,1 km):

- hell: schön oder leichte, wechselhafte Bewölkung und
- trüb: stark bewölkt oder bedeckt, eventuell Niederschlag



Die sich in den Einzelmonaten anhand der täglichen Minima- (Min.) und Maximatemperaturen (Max.) ergebende Anzahl von Inversionen ist aus Tabelle I ersichtlich (Tage = verfügbare Messtage).

Der Dezember 1971 war stark antizyklonal (18 statt 8 heitere und 3 statt 8 trübe Tage), der Februar 1972 stark zyklonal (Südtau, 15 statt 6 trübe Tage, praktisch kein durchgehend heiterer Tag) geprägt. Auch bei trübem Wetter ermöglichen nächtliche Windflauten oder kurze Aufhellungen rasch eine Inversionsbildung, so dass die monatliche Zahl der Nachtinversionen gleichwohl hoch ist.

Die mittleren Temperaturunterschiede Grevasalvas minus Sils-Baselgia für die beiden Wassertypen (alle Tage) in °C zeigt Tabelle II.

Die Abbildung zeigt die Häufigkeitsverteilung der Inversionsbeträge für beide Wassertypen und beide Extremtemperaturen. Erstaunlich hoch ist die Inversionsstärke im Hochwinter bei den Tageshöchstwerten. Bioklimatisch wie auch lufthygienisch sind die ganztägigen und zudem aufeinanderfolgenden Inversionslagen bemerkenswert. Solche traten auf:

- im Dezember 1971 an je 6 Tagen (4.–9. und 21.–26.) zweimal und an je 3 Tagen auch zweimal (13.–15., 17.–19.)
- im Januar 1972 sogar während 7 Tagen vom 5. bis 11.

In weiteren 11 Fällen waren 24stündige Inversionen an 2 Tagen hintereinander zu verzeichnen. Solche mehrtägigen Dauerinversionen sind angesichts der heutigen Immissionsbelastung (Heizung und Verkehr) innerhalb von Talbodensiedlungen nicht belanglos. Nacht- oder Morgeninversionen traten bis 21 Tage hintereinander auf (15. März bis 4. April). Als Winterminimum 1971/72 wurden notiert: –16,5 in Grevasalvas (1950 m ü.M.), –25,5 in Sils-Baselgia (1800 m ü.M.), –21,0 in Sils-Maria (1802 m ü.M., etwa 10 m über Boden, gegenüber 1,5 m in Baselgia und Grevasalvas und 2 m an den übrigen Stationen), –25,0 in Bever (1710 m ü.M.), –18,0 in St. Moritz-Dorf (1825 m ü.M.), –17,6 auf Bernina-Hospiz (RhB, 2240 m ü.M.) und als Vergleich –16,5 in Arosa (1821 m ü.M.).

Die mittleren Tagesextrema des Hochwinters 1971/72 und der 6-Monats-Periode November–April sind in Tabelle III angegeben.

Gegenüber der waldlosen Hanglage von Grevasalvas sind Arosa und St. Moritz, abgesehen von ihrer rund 130 m tieferen Lage, dank ihres Siedlungs- und Waldeinflusses noch merklich milder.

Gegenüber dem 10jährigen Mittelwert 1959–1968 der Extremtemperaturen ergaben sich für die in Tabelle III erwähnte Periode (für Bever noch zusätzlich zum 60jährigen Monatsmittel 1901–1960) die in Tabelle IV angeführten Abweichungen.

Der Wärmeüberschuss des Dezembers 1971 und des März 1972 (um 2,5°) ist durch Subsidenz, derjenige des Januars und Februars 1972 durch Advektion bedingt. Gesamthaft betrachtet, herrschten somit während der Schneedeckenzeit des Winters 1971/72 um 1,5° zu hohe Wärmegrade bei einer normalen Anzahl heiterer Tage (48 statt 47), jedoch einer zu hohen Anzahl trüber Tage (58 statt 49 im Oberengadiner Durchschnitt von 1901–1940). Die Gesamtzahl von 134 Tagen (von 180) mit Inversio-

nen aufgrund der Tagestiefstwerte bzw. 72 für die Tageshöchstwerte der Lufttemperatur für die 6 betrachteten Monate könnte demnach noch leicht unter dem langjährigen Mittel liegen.

3. CHARLOTTE URFER-HENNEBERGER (Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, 8903 Birmensdorf ZH): *Mesoklimatische Temperaturverteilung im Dischmatal*

Aus dem umfangreichen Material über die Temperaturverteilung im Talquerschnitt des Dischma sind hier die Gradienten zwischen je zwei benachbarten Stationen herausgegriffen, also zwischen Kammstation und Hangmitte, Hangmitte und unterem Hangviertel sowie unterem Hangviertel und Talgrund für beide Talseiten. Um die Tagesgänge der Gradienten bei den verschiedenen, für Mittelbünden typischen Wetterlagen (Abb. 1 und 2) besser interpretieren zu können, muss man sich die Tagesgänge der Temperatur vergegenwärtigen.

Bei Kaltluftadvektion (Kaltfronten aus West bis Nordwest und Stau aus Nordwest bis Nord) verlaufen die Temperaturkurven in den verschiedenen Meereshöhen unter sich annähernd parallel, wobei an den tiefer gelegenen Stationen der Tagesgang etwas ausgeprägter ist als an den höheren. Diese beiden Kategorien, 5 und 7, lassen sich für diese Darstellung zusammenfassen. Ebenso sind Kategorie 1 und 2, antizyklonales und leicht gestörtes Wetter, unter sich sehr ähnlich: Nachts entsteht in den untersten Dekametern eine Inversion von einigen Grad, an die sich nach oben bis etwa Hangmitte eine Isothermie anschliesst. Im Laufe des Tages wird es im Talgrund am wärmsten, am rechten Hang später ausgesprochen wärmer als in derselben Höhe am linken Hang. An Bisentagen mit heiterem Himmel (Kategorie 6) nehmen die Einflüsse der Advektion allmählich ab und die der Thermik zu.

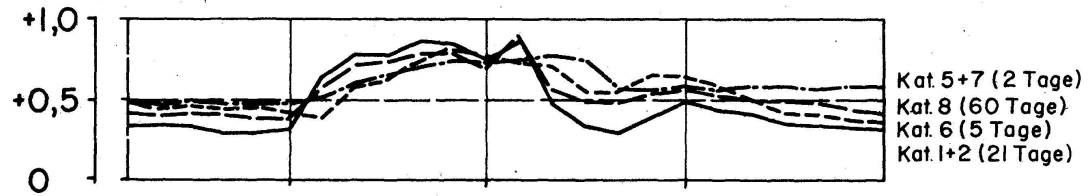
Am Beispiel des Monats September lässt sich erkennen: Am linken Hang erreicht die Inversion bei schönem Wetter (einschliesslich Bise) ihre extremen Werte ($-2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) bei Sonnenaufgang, wenn die oberen Partien bereits besonnt, die unteren noch beschattet sind. Wenn im unteren Hangviertel am Nachmittag ein überadiabatischer Gradient erreicht wird, setzt sogleich der Hangabwind ein. Er ist so stark, dass er den Talaufwind abzulenken vermag, wobei in den untersten 100 m über Talgrund Temperaturabnahmen mit der Höhe von einigen Grad gemessen wurden! Im zweiten Hangviertel wird der Gradient bei schönem Wetter früher überadiabatisch, wenn der Hangaufwind sich unter dem Einfluss des Gebirgswindes in Talrichtung abdreht. In der oberen Hanghälfte ist der Tagesgang des Gradienten am wenigsten ausgeprägt und übertrifft nie die Trockenadiabate. In der hangabwärts fliessenden Kaltluft hat der Gradient nachts eine Grösse zwischen 0,0 und $+0,5$, tagsüber zwischen $+0,5$ und $1,0^{\circ}\text{C}$. – Am rechten Hang wird in der oberen Hälfte bei schönem Wetter während des Hangaufwindes der Wert von $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ überschritten. Dagegen ist im zweiten Hangviertel, und zwar in allen Wetter-

Tagesgang des Temperaturgradienten

zwischen Stillberg und Brämabüel

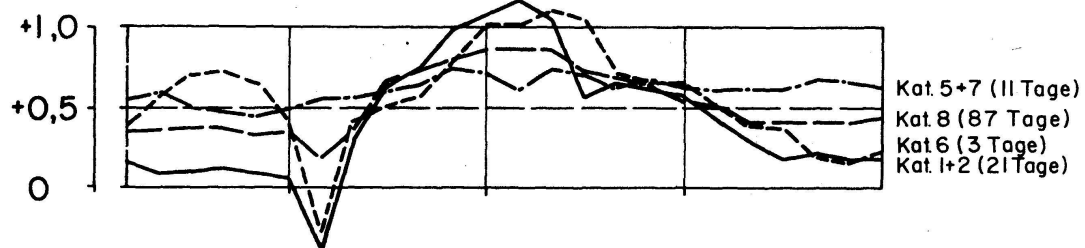
September 1959+61

$\Delta T/100 \text{ m}$



zwischen Ob Mäder und Stillberg

September 1963-65



zwischen Teufi und Ob Mäder

September 1963-65



Abbildung 1

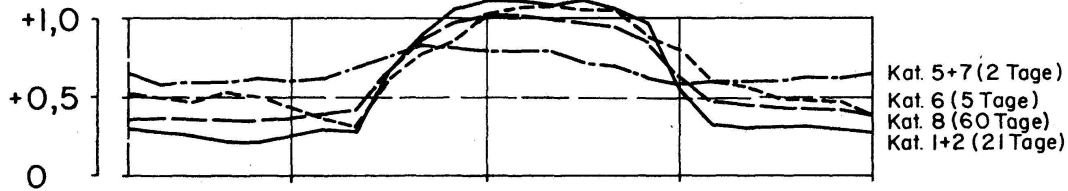
Tagesgang des Temperaturgradienten am linken, NE-exponierten Hang des Dischma-
tales bei typischen Wetterlagen. September 1959 und 1961 bzw. 1963-1965. Meteorolo-
gische Stationen: Brämabüel (2560 m), Stillberg (2100 m), Ob Mäder (1960 m),
Teufi (1700 m)

Tagesgang des Temperaturgradienten

zwischen Lucksalp und Baslerkopf

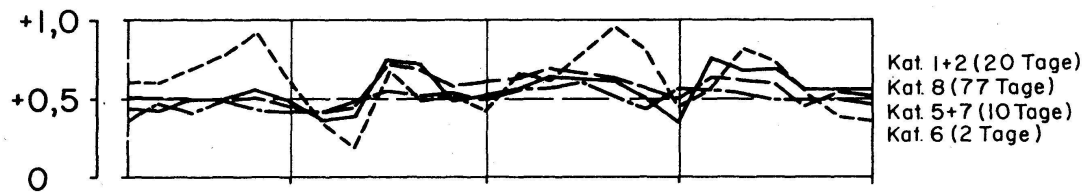
September 1959+61

$\Delta T/100$



zwischen Chalet Jäger und Lucksalp

Sept. 1963-65



zwischen Teufi und Chalet Jäger

September 1963-65

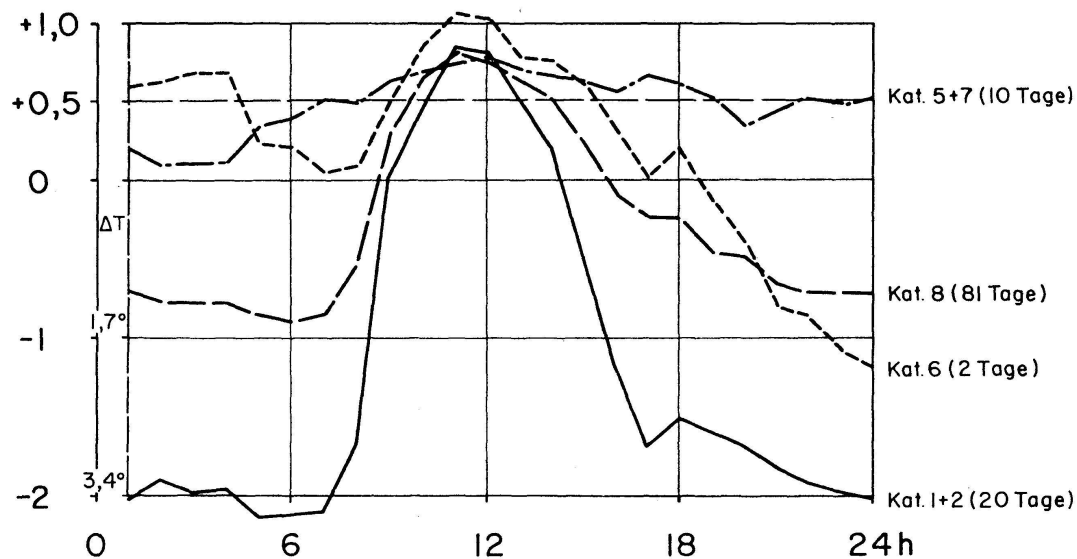


Abbildung 2

Tagesgang des Temperaturgradienten am rechten, SW-exponierten Hang des Dischmatalles bei typischen Wetterlagen. September 1959 und 1961 bzw. 1963-1965. Meteorologische Stationen: Baslerkopf (2536 m), Lucksalp (2104 m), Chalet Jäger (1870 m), Teufi (1700 m)

lagen, kaum ein Tagesgang zu erkennen. In den untersten 200 m ist nachts bei schönem Wetter die Inversion ausgeprägt, während tagsüber im Aufwind die Trockenadiabate nicht einmal erreicht wird.

Wir finden also die Faustregel nicht bestätigt, wonach Hangaufwinde durch überadiabatische und Abwinde durch unteradiabatische Gradienten ausgelöst würden. Vielleicht arbeitet man in 1,5 m Höhe über Boden mit falschen Bezugstemperaturen. Zum Teil sind die Luftströmungen so lokal, dass sie nicht von einer Messstation zur nächsten reichen. In der Temperaturverteilung am Hang drückt sich auch die Tatsache aus, dass sich lokale Hangwinde, regionale Talwinde und übergeordnete Gebirgswinde vermischen. Auch die verschiedenen Vegetations- und Bodentypen sorgen für sehr unterschiedliche Verformung der konservativen Eigenschaften der Luftmassen. Die Mikroklimatologie und die Pflanzenphysiologie haben hier vielleicht das letzte Wort.

Mehr als die Kurven der mittleren Gradienten im unteren Hangviertel sagt die Häufigkeitsverteilung der Gradienten: Wie schon aus den Werten

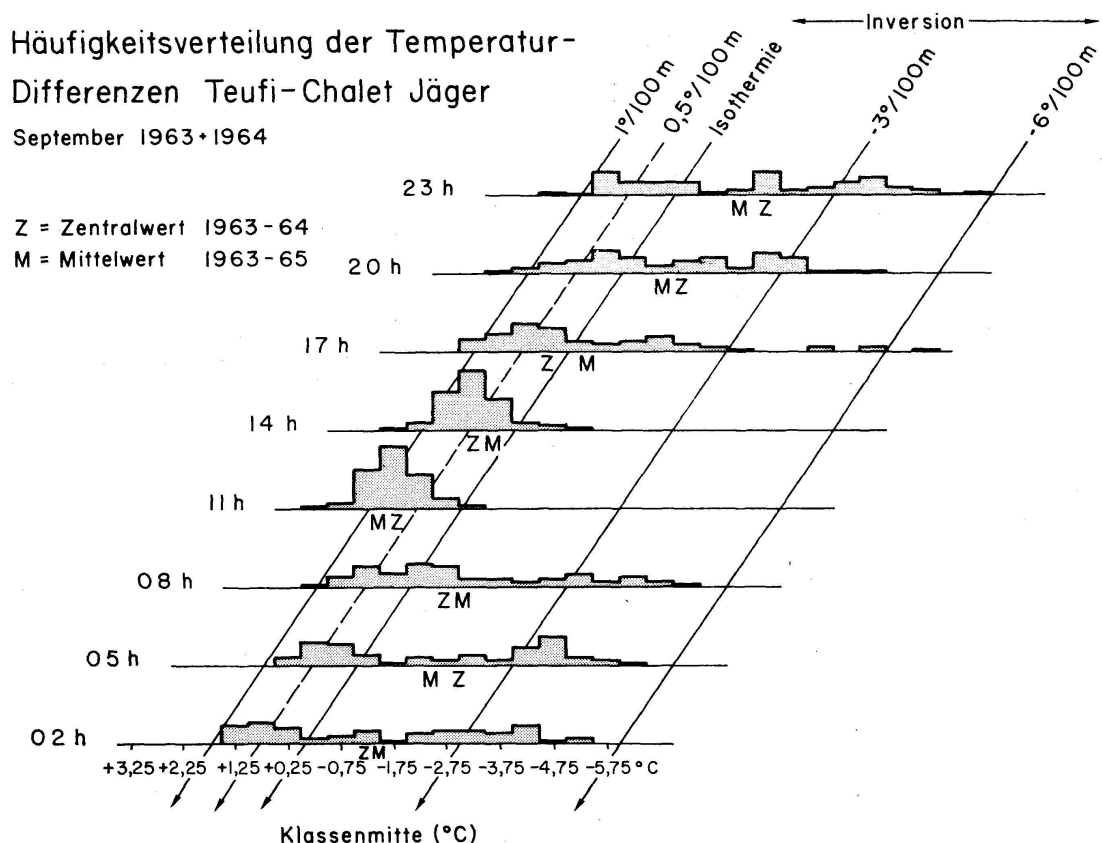


Abbildung 3

Häufigkeit der Temperaturdifferenzen zwischen der Station im Talgrund (Teufi, 1700 m) und der Station im unteren Viertel des rechten Hanges (Chalet Jäger, 1870 m). September 1963 und 1964

für die einzelnen typischen Wetterlagen hervorgeht, haben wir ein primäres Maximum nahe der Feuchtadiabaten und ein zweites, das sich in den 24 Stunden von der Inversion über die Isothermie bis zur Trockenadiabate und dann allmählich wieder zurück zur Inversion verschiebt (Abb. 3).

4. H. RICHNER (Labor für Atmosphärenphysik der ETH Zürich):
Rasche Luftdruckschwankungen und Wetterlage

Am Laboratorium für Atmosphärenphysik der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich läuft seit Ende 1969 ein vom Schweizerischen Nationalfonds finanziertes Forschungsprojekt, welches die Biotropie des Wetters im allgemeinen und diejenige des Föhns im besonderen untersucht. Da ein Literaturstudium rasche atmosphärische Luftdruckschwankungen als mögliches biotropes Element der Wetterlage erscheinen liess, erhalten diese Druckschwankungen besondere Wichtigkeit.

Zunächst wurde eine Apparatur zur Messung und Registrierung der raschen atmosphärischen Druckschwankungen gebaut. Abbildung 1 zeigt den prinzipiellen Aufbau der Messdose. Druckschwankungen gelangen durch das Einlassventil A_{01} (ein Nadelventil) in das Innenvolumen V_1 . Sie bewirken eine Verschiebung h der zwischen V_1 und V_2 aufgespannten Membran; zum Teil übertragen sie sich auch durch das Bypassventil A_{12}

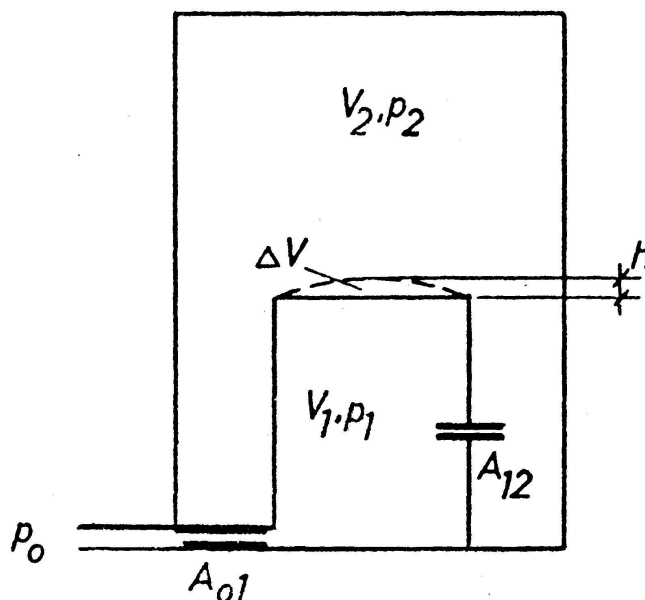


Abbildung 1

Schematische Darstellung des LAPETH-Veriographen. A_{01} und A_{12} stellen die Nadelventile, die gestrichelte, gebogene Linie stellt die Membran dar

ins Gegenvolumen V_2 . Die Bewegungen der Membran werden elektronisch gemessen und registriert. Mittels der beiden Ventile A_{01} und A_{12} kann das Frequenzverhalten der Messapparatur bestimmt werden. Eine mathematische Analyse zeigt, dass die Dose eine Bandpass-Charakteristik aufweist, d.h., dass sie aus dem gesamten Frequenzspektrum der Druckschwankungen nur ein bestimmtes Band registriert. Die Flankensteilheit beträgt 6 dB/oct. Ein Verstellen der Nadelventile bewirkt eine Parallelverschiebung der Flanken auf der Frequenzachse. Der Frequenzbereich, der registriert werden soll, kann auf diese Weise in weiten Grenzen gewählt werden.

Insgesamt wurden 15 Apparate gebaut und im Schweizerischen Mittelland aufgestellt. Die Geräte wurden so justiert, dass Druckschwankungen mit einer Periodendauer von 4,5 bzw. 24 min die Bandbreite definieren (– 3 dB-Punkte). Wegen der relativ flachen Flanke von 6 dB/oct werden jedoch auch weit schnellere bzw. langsamere Schwankungen registriert. Da diese Apparate über das elektrische Verbundnetz untereinander synchronisiert sind, kann der Durchgang einer Druckspitze bei jeder Station auf etwa 1,5 sec genau bestimmt werden. Aus den relativen Durchgangszeiten von je drei Stationen kann die Quelle der Druckspitze und die Ausbreitungsgeschwindigkeit mathematisch eindeutig bestimmt werden.

Dieses Netz gab vor allem wertvollen Aufschluss über die räumliche Ausdehnung der Druckschwankungen:

- a) Vereinzelt traten Druckstöße auf, die nur an einer einzigen Station registriert werden konnten.
- b) Häufig waren die Druckschwankungen «kanalisiert», d.h., sie wurden von bestimmten, mehr oder weniger auf einer Geraden liegenden Stationen registriert, während die seitlichen Stationen keine entsprechende Aufzeichnung zeigten.
- c) Hier und da entstanden innerhalb des Netzes sinusförmige Wellengruppen, welche über einige Stationen hinweg verfolgt werden konnten und dann wieder verschwanden.
- d) Bei Föhn ergaben sich charakteristische Schwankungsfrequenzen, deren Amplitude mit der Höhe der Grenzschicht in einer klaren Beziehung stand.

Im Normalfall zeigte die Registrierung eine Überlagerung der einzelnen Phänomene, wobei praktisch ungedämpfte und sich über das ganze Netz erstreckende Druckschwankungen dominierten.

Eine für eine Hochdrucklage charakteristische Registrierung zeigt unregelmässige Schwankungen kleiner Amplitude. Über die Mittagsstunden erhöht sich jeweils der hochfrequente Anteil deutlich. Föhndurchgänge bewirken einen starken Anstieg der Schwankungen mit einer Periodendauer von einigen Minuten, während Gewitterlagen vor allem die Amplitude der hochfrequenten Schwankungen stark erhöhen. Die hochfrequenten Anteile werden vor allem durch Wind an der Station hervorgerufen.

Für die Zeit vom 1. Juni 1970 bis zum 31. Mai 1972 – also während zweier Jahre – wurden die Registrierungen der Station Zürich quantitativ

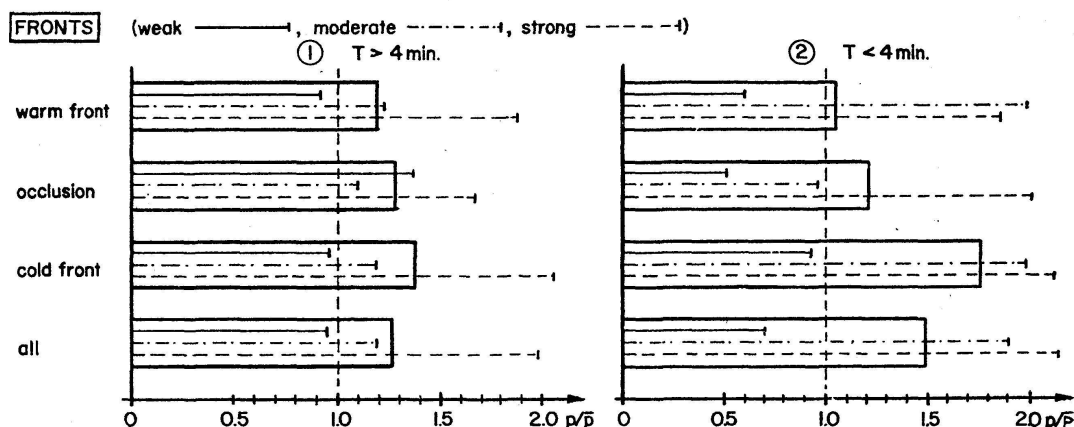


Abbildung 2

Mittlere Halbtagswerte der relativen Druckamplituden bei Frontdurchgängen. Die Balken bedeuten die Mittelwerte über alle drei Intensitätsstufen

ausgewertet. Es zeigte sich, dass das Spektrum der Druckschwankungen eine Lücke bei etwa 4 min aufweist, d. h., dass Druckschwankungen mit einer Periodendauer um 4 min sehr selten sind. Es lag daher nahe, die Auswertung für zwei Frequenzbereiche getrennt durchzuführen. Man bestimmte deshalb für jedes 2-Stunden-Intervall getrennt die mittlere Amplitude der Schwankungen mit einer Periodendauer von mehr als 4 min und die mittlere Amplitude der Schwankungen mit einer Periodendauer von weniger als 4 min.

Dass diese Trennung sinnvoll ist, zeigt sich im Tagesgang der mittleren Amplituden der beiden Frequenzbereiche. Während die Amplitude des langsamen Bereiches sehr konstant bleibt, steigt die Amplitude des raschen Bereiches über die Mittagsstunden auf ungefähr den doppelten Wert der Amplitude während der Nachtstunden. Wie dies allerdings zustande kommt, ist noch nicht restlos geklärt. Höchstwahrscheinlich bestehen Zusammenhänge mit Turbulenzvorgängen in der Atmosphäre.

Unter Verwendung der Alpenwetterstatistik der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt versuchte man Zusammenhänge zwischen Wetter und Druckschwankungsamplitude zu finden.

Abbildung 2 zeigt, dass die mittleren, relativen Amplituden beider Frequenzbereiche sowohl mit der Intensität der vertikalen Austauschvorgänge an einer Front wie auch – mit kleinen Einschränkungen – mit der Stärke der Front zunehmen.

Südföhn bewirkt eine signifikante Zunahme der mittleren, relativen Amplitude im langsamen Frequenzbereich. Diese Zunahme wird den an der Grenzschicht vorhandenen Helmholtz-Wellen zugeschrieben. Die Schwankungen im raschen Bereich sind deutlich vermindert. Da die Registrierstation praktisch immer im ruhigen Kaltluftsee stand, muss angenommen werden, dass die Grenzschicht zwischen Föhnströmung und

Kaltluftsee eine wirksame Barriere für die in einer bewegten Luftmasse immer vorhandenen raschen Druckschwankungen bildet.

Abbildung 3 bestätigt die doch recht überraschenden Messresultate bei Südföhn: Ein lokaler Überdruck auf der Alpensüdseite bewirkt einerseits eine erhöhte Amplitude des langsamen und andererseits eine verminderte Amplitude des raschen Frequenzbereiches.

Zwischen der Windgeschwindigkeit im 500-mb-Niveau und der Amplitude der Schwankungen im langsamen Bereich besteht ein linearer Zusammenhang, während die Amplitude im raschen Bereich quadratisch mit der Windgeschwindigkeit anwächst.

Die Druckamplituden hängen auch stark von der Bodenwindrichtung ab (Abb. 4). Dabei dürfte es sich jedoch um eine Scheinkorrelation handeln, denn im langsamen Frequenzbereich sind es nämlich Fronten und Föhn (Windrichtung Südost bis Nordwest), die einen Anstieg der Amplitude bewirken, während im raschen Frequenzbereich nur Fronten (Windrichtung West bis Nordwest), eine Zunahme zur Folge haben. Föhn hingegen (Windrichtung Süd) vermindert die Amplitude in diesem Bereich beträchtlich, was die vorangehenden Ergebnisse erneut bestätigt.

Da bei diesen Polardiagrammen nicht mehr der Radius (entsprechend der relativen Amplitude) augenfällig dargestellt ist, sondern die Sektorfläche (entsprechend dem Quadrat der Amplitude), zeigen sie recht gut, wie unterschiedlich die Energien sind, die uns in Form von Druckschwankungen aus den verschiedenen Himmelsrichtungen erreichen.

Die hier dargelegten Untersuchungen sind – wie anfangs erwähnt – Teil eines Projektes, das Aufschluss über die biotropen Elemente in der Atmo-

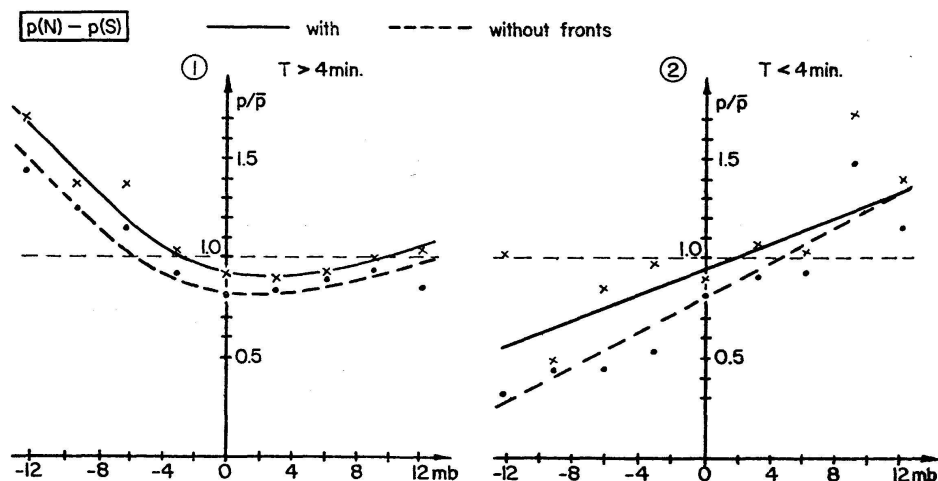


Abbildung 3

Mittlere relative Druckamplituden als Funktion der lokalen Druckdifferenz zwischen Alpennord- und Alpensüdseite. Berücksichtigt man nur Tage ohne Frontdurchgänge, so erhält man die gestrichelten Kurven

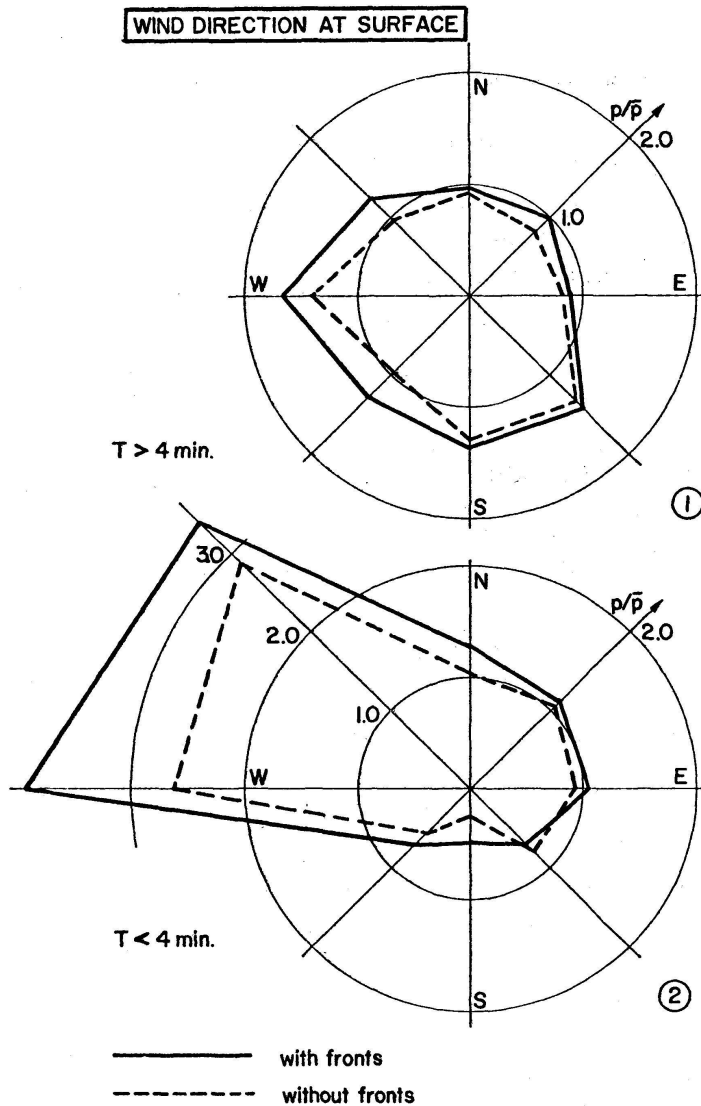


Abbildung 4

Mittlere relative Druckamplituden in Abhängigkeit der Bodenwindrichtung. Berücksichtigt man nur Tage *ohne* Frontdurchgänge, so erhält man die gestrichelten Kurven

sphäre liefern soll. Wir haben vorläufige Resultate, die zeigen, dass die mittleren Amplituden des langsamen Frequenzbereiches recht hoch mit der Häufigkeit von Befindensstörungen korrelieren. Kombiniert man dieses Ergebnis mit den Zusammenhängen zwischen Druckschwankungen und Wetterlage, so findet man das bestätigt, was von vielen wetterfähigen Menschen immer wieder behauptet wird: Nicht durchgebrochene Föhn-situationen und Kaltfronten haben den grössten Einfluss auf unser Be-finden.

LITERATUR

- COURVOISIER, P.: Über Luftdruckvariographen und Luftdruckschwankungen. Arch. Met. Geoph. Biokl., A, 1: (1948).
- HERRON, T.J./TOLSTOY, J./KRAFT, D.W.: Atmospheric pressure background fluctuations in the mesoscale range. J. Geophys. Res. 74: 1321 (1969).
- MALKOWSKI, G.: Untersuchung mesometeorologischer Schwankungen des Bodenluftdrucks in Berlin in Verbindung mit Wetter-Radar. Met. Abhandl. 41: 3 (1965).
- SCHÜEPP, W.: Zur Analyse von Luftdruckvariogrammen. Arch. Met. Geoph. Biokl., A, 8: 1 (1955).

5. M. KRAMMER (Abteilung für Meteorologie, Basel): *Temperaturdifferenzen zwischen der Wildschen und der Englischen Hütte*

Die Wildsche Wetterhütte wurde in Binningen im Jahre 1966 durch eine Englische Wetterhütte ersetzt. Um die Beobachtungen in den beiden Wetterhütten vergleichen zu können, wurden das ganze Jahr 1966 durch Temperaturmessungen mit ventilierten Thermometern, Extremthermometern sowie Thermographen parallel geführt. Ausserdem wurde in der Wildschen Wetterhütte von März an ein nicht ventiliertes Thermometer aufgestellt. Die stündlichen Werte der Temperatur hatte W. SCHÜEPP [1] bereits verglichen. Hier folgen die Resultate eines Vergleichs der Extremtemperaturen in beiden Aufstellungen.

Wie die Tabelle I zeigt, kann die Nullhypothese für die Monatsmittelwerte der Differenzen der Minimaltemperaturen nur gerade für zwei Monate, die für die Maxima jedoch für die Monate März bis September verworfen werden, d.h. ein Unterschied zwischen den Monatsmitteln der Tagesminima bzw. -maxima ist in diesen Monaten statistisch gesichert. Der Jahresgang der entsprechenden mittleren Differenzen, auch der Minima, ist insofern als reell zu betrachten, als eine Varianzanalyse dieser Grössen für mindestens zwei Monate signifikant verschiedene Mittelwerte ergibt.

Die von W. SCHÜEPP bearbeiteten Differenzen der mittleren Stundenwerte der Temperatur sind in der Abbildung dargestellt. Die Darstellung bringt vor allem die unterschiedliche thermische Trägheit der beiden Temperaturhütten zum Ausdruck. Die Thermometer in der Englischen Hütte folgen den Änderungen der Lufttemperatur wesentlich langsamer als die in der offenen Wildschen Hütte. Dadurch treten in den frühen Morgenstunden viel grössere negative Temperaturdifferenzen auf, als man es aufgrund des Vergleichs der Minima – die ja nicht gleichzeitig auftreten müssen – erwarten würde. Während des Tages erhält man die grössten positiven Differenzen bereits um Mittag herum, wegen der zögernden Erwärmung der Luft in der Englischen Hütte.

Die Weiterführung der seit 1755 bestehenden Reihe der Temperaturbeobachtungen in Basel [2] macht die Bestimmung entsprechender Korrekturen ebenfalls wünschenswert. Die Reihe liegt in Form von Monats-

Tabelle I

Mittlere Differenzen der Extremtemperaturen in der Wildschen und in der Englischen Hütte: Wildsche-Englische Hütte													
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Minimum	—0,12	—0,09	—0,15 [■]	—0,05	0,08	0,07	0,05	0,07	0,02	0,06	—0,13	—0,19 [■]	—0,04
s	± 0,63	0,24	0,33	0,41	0,33	0,32	0,35	0,21	0,33	0,33	0,33	0,42	
Maximum	—0,17	—0,08	0,48 [▲]	0,70 [▲]	0,80 [▲]	0,97 [▲]	0,95 [▲]	0,53 [▲]	0,36 [●]	0,11	0,12	—0,01	0,40
s	± 0,69	0,42	0,51	0,65	0,77	0,59	0,36	0,67	0,55	0,43	0,54	0,49	

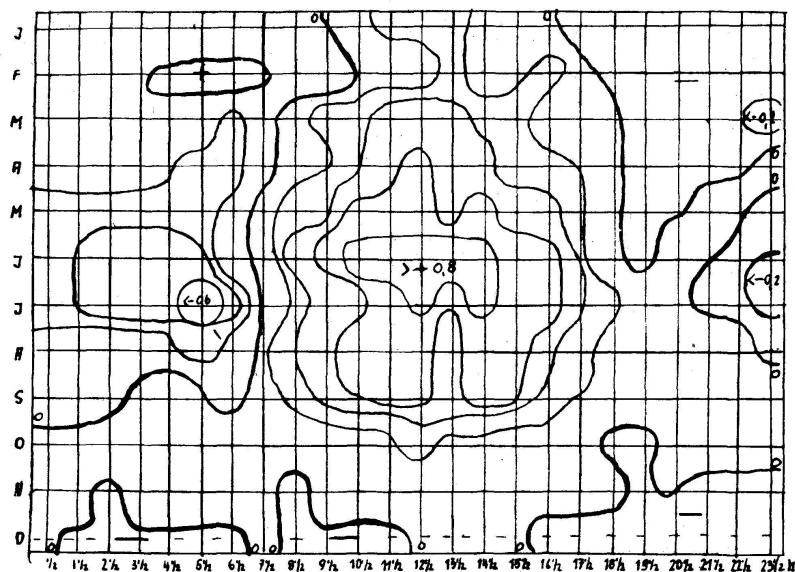
Die Zeichen bedeuten: signifikant auf der Vertrauensgrenze: ▲ = 0,001, ■ = 0,05, ● = 0,01

Tabelle II

Monatliche mittlere Differenzen zwischen den ventilierten Thermometern der Wildschen Hütte und der Englischen Hütte zur Zeit der Beobachtungstermine [°C]												
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
7.30 Uhr	—0,06	0,05	—0,03	—0,05	0,11	0,07	0,12	0,20	0,11	0,18	0,02	—0,09
13.30 Uhr	0,27	0,21	0,55	0,40	0,48	0,80	0,60	0,52	0,57	0,16	0,21	0,16
21.30 Uhr	—0,12	—0,09	—0,17	—0,05	0,01	0,04	—0,10	0,04	0,04	0,12	—0,08	—0,16

Monatliche mittlere Differenzen zwischen ventilierten und nicht ventilierten Thermometern in der Wildschen Hütte zur Zeit der Beobachtungstermine [°C]											
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
7.30 Uhr			0,02	0,10	0,22	0,19	0,18	0,04	0,08	0,04	0,03
13.30 Uhr			0,23	0,17	0,28	0,29	0,26	0,13	0,30	0,17	0,18
21.30 Uhr			0,07	0,05	0,03	0,00	—0,16	—0,03	0,00	0,05	0,02

*Differenzen der Stundenwerte der Temperatur
T Wild'sche Hütte - T englische Hütte*



mitteln (4er-Mittel) vor, reduziert auf ein nicht ventiliertes Thermometer in der Wildschen Hütte im Observatorium Binningen. In die Korrektur gehen also die Monatsmittel der Differenzen der Terminwerte um 7.30 Uhr, 13.30 Uhr und 21.30 Uhr in den beiden Thermometerhütten sowie die Differenzen der Ablesungen an den nicht ventilierten und an den ventilierten Thermometern in der Wildschen Hütte ein. Die Zahlen sind in der Tabelle II wiedergegeben. Die aus diesen Daten zu errechnende Gesamtkorrektur hat im Juni mit $0,4^{\circ}\text{C}$ ihren höchsten Wert, ein Betrag, der sicher nicht unberücksichtigt bleiben darf.

LITERATUR

1. SCHÜEPP, W.: Vergleich zwischen alter und neuer Hüttenaufstellung auf der Astronomisch-Meteorologischen Anstalt Basel-Binningen, 317 m NN. 3 S. + 2 S. Tabellen. Als Manuskript vervielfältigt (1968).
2. BIDER, M./SCHÜEPP, M./VON RUDLOFF, H.: Die Reduktion der 200jährigen Basler Temperaturreihe. Arch.Met.Geoph.Bioklim., Ser. B, 9: 360-412 (1959).

6. G. HIRSCHI (Richterswil): *Beobachtungen über die Steuerung des Wetterablaufes*

Vor ungefähr 12 Jahren ist mir ein sonderbares Verhalten meiner batteriebetriebenen Wanduhr aufgefallen. Ihr sonst fast unhörbarer Gang steigerte sich in den Tagen vor einem Erdbeben zu einem lauten, auffallenden Ticken und kehrte nach dem Ereignis wieder in den Normal-

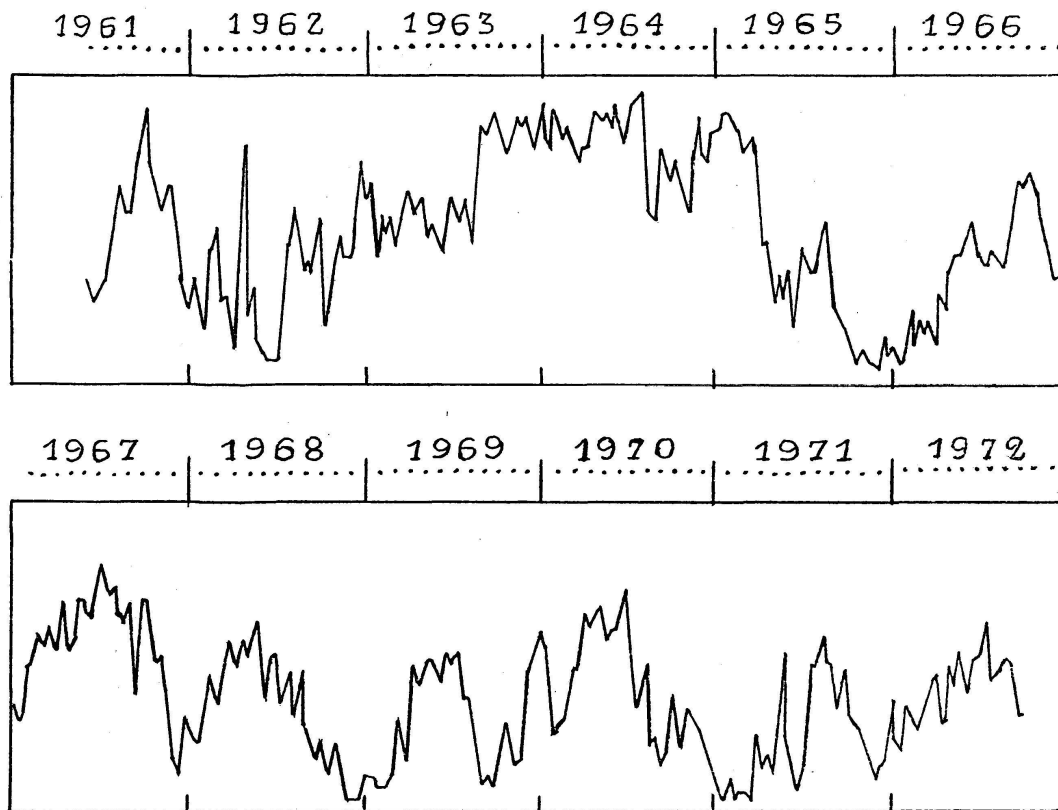


Abbildung 1

zustand zurück. Nach den starken Beben von Agadir und Persien versuchte ich, eine Art Erdbebenvorwarngerät zu bauen. Die Stromschwankungen in batterie- oder netzgespiesenen Stromkreisen verschiedenster Ausführung wurden auf Papierstreifen registriert. Nach jahrelangen Beobachtungen und Vergleichen der erhaltenen Kurven lässt sich folgendes festhalten:

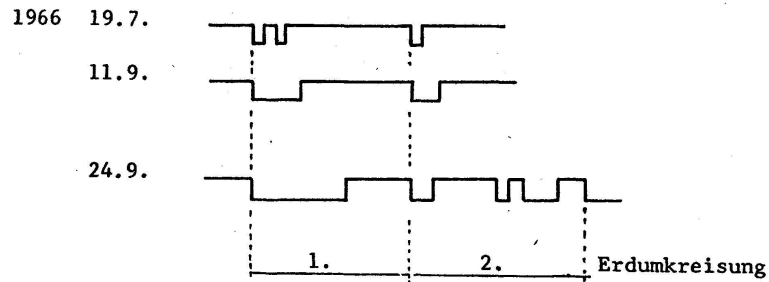
1. Batterie- und stabilisierte Netzspeisung liefern identische Kurven.
2. Kurven aus Stromkreisen verschiedenster Konstruktion zeigen ähnlich. Ausschläge zum gleichen Zeitpunkt.
3. Die verschiedensten natürlichen und künstlich herbeigeführten Ereignisse hinterlassen ihre Spuren auf den Registrierstreifen, z.B. Wetter, Erdbeben, Atombombentests.

Um dem Ding einen Namen zu geben und in Anlehnung an die beobachteten Wetterabläufe nenne ich die Ursache der registrierten Stromschwankungen die variable Aktivität der Erde.

Die Jahreskurven sind aus den täglichen Durchschnittswerten aufgebaut.

Die 12 Jahreskurven basieren auf dem Durchschnitt von 10tägigen Beobachtungsperioden. Beachten Sie bitte das Nachlassen der Aktivität

Franz. Atombombenteste 1966



3.10.72 Unterirdischer Atombombentest in Russland. Die ohnehin geringe Aktivität wurde noch schwächer.

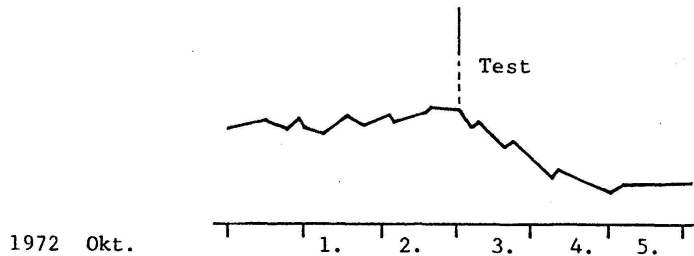


Abbildung 2

in den letzten Jahren, vielleicht liegt da ein Zusammenhang mit einer sich anbahnenden Klimaveränderung.

Nun zu einigen Details:

Vor einem Erdbeben sinkt die Kurve während einiger Tage stark ab und steigt nachher rasch wieder auf das vorherige Niveau. Das allgemeine Absinken des Niveaus in den letzten Jahren verflacht die Kurve, auch sind meine Registrierapparate nicht spezialisiert genug, um Überlagerungen

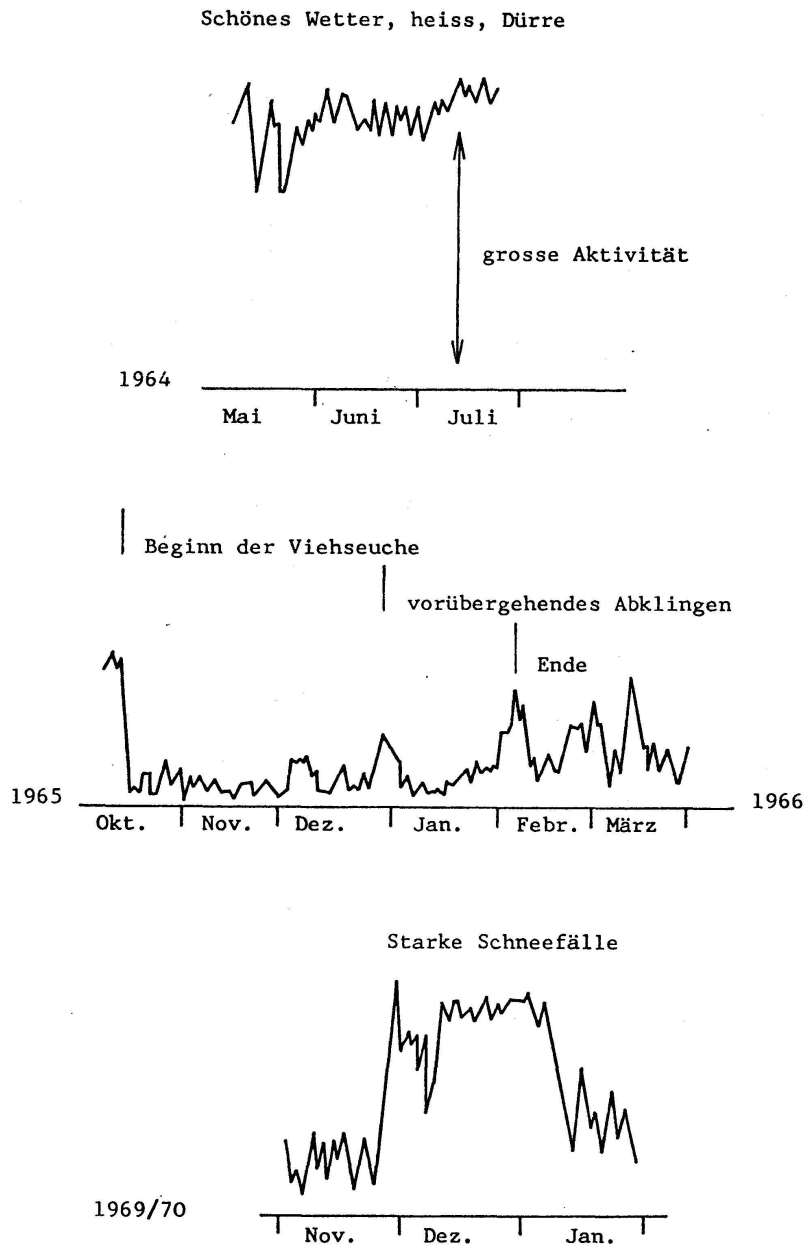


Abbildung 3

durch andere Einflüsse auszuschalten, so dass momentan auf eine exakte Vorhersage verzichtet werden muss.

Abbildung 2 zeigt einige Spuren künstlicher Ereignisse. Die französischen Atombombenteste 1966 zeigen jedesmal einen typischen Aktivitätszusammenbruch, dessen Kurvenbild nach 53 Minuten Erdumlauf deutlich, wenn auch durch Überlagerung gestört und etwas verlangsamt wieder in Erscheinung tritt.

Durch die geringe Aktivität war der Winter 1970/71 schneearm
Kaltluftsee - windstill - schwache Wolkenbildung

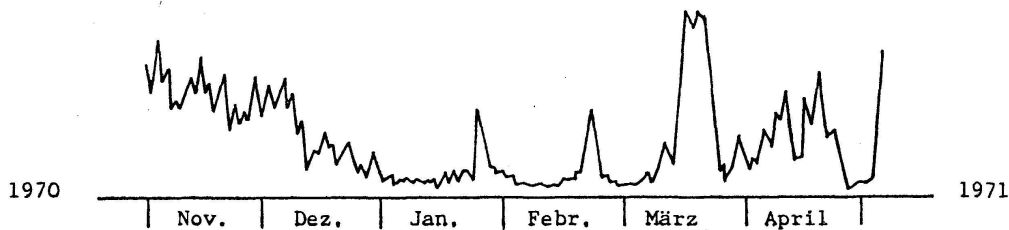


Abbildung 4

Der chinesische Wasserstoffbombentest 1967 verursacht einen ebenso typischen steilen Anstieg mit nachfolgendem starkem Abfall.

Der unterirdische Atombombentest in Russland von Anfang Oktober 1972 lässt die ohnehin geringe Aktivität relativ langsam absinken.

Nun zu den Einflüssen der Wetterlage auf die Kurvenbilder:

Im Sommer 1964 fiel eine lange Periode hoher Aktivität mit einer langen heissen Schönwetterperiode zusammen, ein ähnliches Kurvenbild im Winter 1969/70 brachte starke Schneefälle (Abb. 3).

Die geringe Aktivität im schneearmen Winter 1970/71 äusserte sich in schwacher Wolkenbildung und Windstille, tiefe Niveaus im Frühsommer 1971 in Regen und unbeständigem Wetter (Abb. 4).

Der Beginn der Viehseuche im Winter 1965/66 deckte sich mit dem Absinken der Kurve. Während eines kurzen Anstiegs der Aktivität erlahmte vorübergehend die Kraft der Seuche und erlosch dann beim endgültigen Niveauanstieg (Abb. 3).

Föhnperioden mit all ihren Einwirkungen auf den Menschen entsprechen Kurven im untern Drittel des Registrierstreifens.

Ich bin überzeugt, dass Wetterlage, Pflanzenwuchs und Wohlbefinden des Menschen in einem Zusammenhang mit den aufgezeichneten Aktivitätsschwankungen stehen.

7. J. Joss (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti): *Zehn Jahre Radarforschung, Rückblick und Ausblick*

Vor zehn Jahren wurde dem Osservatorio Ticinese in Locarno-Monti ein Radargerät für wolkenphysikalische Forschung durch einen Kontrakt mit der amerikanischen Armee zur Verfügung gestellt. Dieses Gerät war für Experimente im Rahmen des Grossversuches zum Studium der Hagel-

abwehr vorgesehen und wurde zur Untersuchung der folgenden beiden Fragen verwendet:

A Kann man Hagelzonen in Wolken mit Radar als solche erkennen und untersuchen?

B Wie genau kann man mittels Radars Niederschlagsintensitäten fernmessen?

Erste Experimente zeigten, dass zur Beantwortung von Frage A Laborexperimente notwendig waren. Darum wurde an unserem Institut eine Versuchsanordnung aufgebaut, die erlaubte, das Radar-Reflexionsverhalten von einzelnen Hagelkörnern bei drei verschiedenen Radarwellenlängen gleichzeitig zu vermessen. Mit dieser Apparatur wurde in den Jahren 1963–1965 in Zusammenarbeit mit der Hagelgruppe des Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch-Davos das Reflexionsverhalten künstlicher Hagelkörner (Eis-Wasser-Gemischen) untersucht. Diese wurden im Hagelversuchskanal einzeln unter genau definierten Bedingungen hergestellt und anschliessend in der Apparatur zur Vermessung des Radar-Streuquerschnittes vermessen.

Die Resultate dieser Versuche lassen erwarten, dass in der Natur eine Echointensitätsgrenze existiert, die, wenn überschritten, das Vorhandensein von Hagel anzeigt. Bei welchem Intensitätswert diese Grenze liegt und wie scharf sie ist, kann nur durch einen Feldversuch in einem grossen Gebiet abgeklärt werden, in dem das Vorkommen von Hagel durch zusätzliche Beobachtungen kontrolliert wird. Zudem setzt die Bestimmung dieser Grenze ein sehr genau geeichtes Radargerät und Erfahrungen voraus, wie häufig hohe Echointensitäten durch Regen allein erreicht werden. Diese Probleme brachten uns auf die Fragestellung B, wie genau man Niederschlagsintensitäten mittels Radars fernmessen könne. Um diese Frage beantworten zu können, war es notwendig, dass man den mit Radar vermessenen Niederschlag mit andern Instrumenten genau kontrollieren konnte. Daher wurde das von der amerikanischen Armee zur Verfügung gestellte Radar 1966 auf vertikalen Betrieb umgebaut. Zur Untersuchung des Niederschlages wurde ein Gerät zur Vermessung von Grösse und Anzahl der Regentropfen entwickelt. Dieses bildete zusammen mit konventionellen Regenmessern vor unserem Institut die gewünschte Kontrolle des Niederschlages, der zuvor im Höhenbereich zwischen 200 m und 15 km mit dem vertikalen Radar untersucht worden war. Zur Auswertung wurde ein Analogcomputer gebaut, der in Echtzeit die Radarreflektivität, die daraus berechnete Regenintensität, die mit den Regenmessern gemessene Regenintensität und das Tropfenspektrum darstellte. Zur Registrierung der Messwerte wurde ein 12-Kanal-Schreiber benützt, für die Aufzeichnung des Radarbildes ein Wetterkartenschreiber umgebaut. Die Resultate haben gezeigt, dass man Regenintensitäten mittels Radars in einem Punkte mit vernünftiger Genauigkeit bestimmen kann, vorausgesetzt, dass das Radargerät die notwendige Stabilität besitzt.

Der nächste, wichtige Schritt besteht nun darin, dass man diese Möglichkeit der quantitativen Erfassung von Niederschlägen von einem Punkt

auf ein grosses Gebiet ausdehnt. Dazu müssen folgende Probleme gelöst werden:

1. *Vorbereitung* der Radardaten in eine computerkompatible Form (z. B. Elimination der Bodenechos, Fluktuationen usw.)
2. *Verarbeitung* der Daten im Computer nach verschiedenen Gesichtspunkten, z. B. für Kurzfristprognosen, wolkenphysikalische Experimente, Regenmessungen
3. *Übertragung* an den Ort und Darstellung der Daten am Ort des Benützers, der nicht unbedingt mit einem günstigen Radarstandort zusammenfällt

Im Hinblick auf eine Beschaffung von zwei Radargeräten für die MZA, die etwa 1976 die heutigen MZA-Radargeräte auf Albis und La Dôle ersetzen sollen, hat die Direktion der MZA der Radarforschung innerhalb der MZA erste Priorität eingeräumt. Daraufhin hat die Meteorologische Kommission in ihrer Sitzung vom 12. Juni die Beschaffung eines Forschungsradars gutgeheissen, das zur Bearbeitung der drei oben erwähnten Probleme in Locarno-Monti eingesetzt und zudem nach Bedarf im Feldexperiment zum Studium der Hagelbildung und Hagelabwehr verwendet werden soll.

Für die nächste Zukunft ist die Bearbeitung des Problems der Elimination von Bodenechos aus dem Radarbild vorgesehen. Entsprechend der Orographie weist das schweizerische Radarbild besonders viele störende Bodenechos auf. Durch eine Elimination derselben gewinnt es für den Nicht-Radar-Spezialisten an Übersichtlichkeit. Zudem wird eine wirtschaftliche Verarbeitung der Radardaten mit Kleincomputer wie auch die Übertragung über Telefonleitungen dadurch erst ermöglicht.

8. M. SCHÜEPP (Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt, Zürich), J. JOSS, H. P. ROESLI (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti): *Eine physikalische Erklärung für die Beeinflussung des Regens im Grossversuch III*

Viele Arbeiten haben sich bereits mit dem Grossversuch III befasst, der ja ursprünglich zur Abklärung der Frage geplant wurde, ob man Hagel mit Silberjodid-Bodengeneratoren wirksam bekämpfen könne. Die statistische Analyse hat ergeben, dass durch das Impfen die Häufigkeit der Hagelfälle erhöht wurde. Ebenso konnte eine Regenvermehrung statistisch signifikant nachgewiesen werden. Dieser Effekt war besonders stark in Südtaulagen und weniger ausgeprägt in Situationen mit Kaltfrontdurchgang. In den übrigen Situationen wurde eher eine Abnahme der Niederschlagsmenge an geimpften Tagen festgestellt, allerdings nicht statistisch gesichert (SCHMID und THAMS, 1967). Ein ähnliches Resultat fand man auch bei verschiedenen ausländischen Impfxperimenten (z. B. DENNIS, 1971). Der Verdacht lag daher nahe, dass in gewissen Situationen tatsächlich eine Niederschlagsverminderung durch die Impfwirkung hervorge-

rufen wurde, jedoch dieser Effekt durch eine nicht adäquate Auswertemethode verschleiert war. Diese Vermutung gab bereits Anlass zu den Arbeiten von NEYMAN (1968) und NEIBURGER (1968). Ihre Resultate geben jedoch keine eindeutige Erklärung. Damit man die Stratifikation der Daten richtig vornehmen kann, sollte man eine Vorstellung haben über die Art und Weise, wie eine Impfung mit Silberjodid zur Niederschlagsvermehrung bzw. -verminderung führen kann. Wir möchten hier einen Mechanismus diskutieren, der die gefundenen Resultate erklärt.

Auf dem Weg durch die Luftschicht zwischen der Wolkenuntergrenze und dem Boden (WBL) verdampfen vorwiegend die kleinen Regentropfen, wobei die Verdampfungsrate von der Falldistanz und von der Trockenheit der Luft abhängt. Während beispielsweise ein Tropfen von 0,2 mm Durchmesser in mittleren Feuchtigkeitsverhältnissen im Grossversuch III bis zum vollständigen Verdampfen 60 m Fallstrecke benötigt, muss ein 5-mm-Tropfen 40 km weit fallen. Wir nehmen an, dass durch die Impfwirkung die Konversionsrate von Wolkenwasser in Niederschlagswasser erhöht wird und dass dieses zusätzlich gewonnene Wasser als kleine Tropfen ausfällt. Somit erhalten wir an der Wolkenuntergrenze eine grössere Regenmenge, während sich die Grössenverteilung der Regentropfen von der natürlichen vor allem durch eine erhöhte Tropfenzahl bei den kleinen Durchmessern unterscheidet. Ist nun die WBL feucht, so wird auch die Regenmenge am Boden vergrössert. Mit trockener WBL hingegen ist eine Regenverminderung zu erwarten.

Von dieser Hypothese ausgehend, wurde ein einfacher Parameter abgeleitet, der ein Mass für die in der WBL verdampfbare Wassermenge bildet. Für jeden Versuchstag des Grossversuchs III wurde der Wert dieses Parameters berechnet und danach das ganze Datenmaterial in drei gleich grosse Teilkollektive aufgespalten. Das erste Teilkollektiv mit kleinen Parameterwerten repräsentiert die Tage mit feuchter WBL, während das dritte mit grossen Parameterwerten die Tage mit trockener WBL umfasst. Für diese beiden Situationen wurde das entsprechende geographische Einflussgebiet bestimmt, d. h. das Gebiet, in dem nach unserer Hypothese der Niederschlag durch die Impfwirkung zu- bzw. abgenommen haben soll. Tatsächlich lassen sich zwei geschlossene Gebiete finden, die unter sich verschieden sind und mit den entsprechenden mittleren Höhenwindrichtungen in grossen Zügen übereinstimmen. Wertet man die Resultate statistisch aus, so ist sowohl die Niederschlagsvermehrung im feuchten Einflussgebiet wie auch die Niederschlagsverminderung im trockenen signifikant. Allerdings hat man durch die Wahl der Gebiete nach dem gewählten Kriterium der Niederschlagsvermehrung bzw. -verminderung einen Einfluss auf dieses Resultat ausgeübt, dessen Grösse nicht einfach abzuschätzen ist. Dieser Einfluss täuscht eine bessere Signifikanz vor. Daher ist diese statistische Signifikanz mit Vorsicht zu interpretieren.

Es gibt aber noch weitere Gründe, die den vorgeschlagenen Mechanismus zur Erklärung der Niederschlagsvermehrung und -verminderung unterstützen. Aus unseren Messungen von Tropfenspektren kennen wir die mittlere Tropfenverteilung im Tessin. Davon ausgehend, kann man

die Veränderung der Verteilung berechnen, die nötig ist, um die im Grossversuch bei feuchter WBL gemessene Niederschlagsvermehrung bzw. die bei trockener WBL gemessene Verminderung zu erklären. Vergleicht man diese Veränderungen mit den natürlichen Veränderungen von Tag zu Tag, so findet man, dass die notwendigen künstlichen Veränderungen innerhalb der natürlichen liegen, also realistisch sind.

Eine weitere Überlegung, die den vorgeschlagenen Mechanismus unterstützt, ist die folgende. Wenn das Verdampfen für die Niederschlagsverminderung verantwortlich ist, sollte man das verdampfte Wasser in der WBL finden, d.h., die geimpften Tage müssen im Mittel eine höhere Feuchtigkeit aufweisen als die ungeimpften. Tatsächlich ist an geimpften Tagen die Feuchtigkeit etwa 1,1mal grösser. Aus dieser Differenz kann man die Wassermenge und damit die dem Boden verlorengegangene Niederschlagsmenge berechnen. Auch hier findet man unter Annahme eines vernünftigen Luftaustausches im Impfgebiet Übereinstimmung mit dem Niederschlagsmanko an Tagen mit trockener WBL.

Zum Schluss wollen wir untersuchen, welche systematischen Unterschiede zwischen den Wetterlagen mit feuchter und trockener WBL bestehen. Die feuchte WBL tritt immer zusammen mit ausgeprägten Südstaulagen auf; d.h. in einer Wetterlage, die sich durch eine stagnierende Grundschicht auszeichnet. In Situationen mit trockener WBL deuten die Druckverhältnisse in Bodennähe auf einen Nordföhneffekt hin, während der Höhentrog das Testgebiet noch nicht ganz überquert hat. Diese Verhältnisse findet man am Ende von Südstaulagen und vor allem bei Kaltfrontdurchgängen aus NW. Die Frage ist natürlich noch offen, ob andere und welche anderen Mechanismen, ausgelöst durch die Verschiedenheit der beiden Wetterlagen, für die gewonnenen Resultate zusätzlich massgebend sind. Sicher ist, dass wir mit der Modifikation der Tropfenverteilung zusammen mit dem Verdampfungseffekt eine handgreifliche Ursache gefunden haben, um die Beeinflussung des Regens im Grossversuch III physikalisch erklären zu können.

LITERATUR

- SCHMID, P./THAMS, J.C.: Results of a large-scale rain stimulation experiment on the southern slopes of the Alps. *Arch.Meteorol.Geophys.Bioklimatol.A*, 16: 2-3, 226 bis 241 (1967).
- DENNIS, A.S./SCHOCK, M.R.: Evidence of dynamic effects in cloud seeding experiments in South Dakota. *J.appl.Meteorol.* 10: 1180-1184 (1971).
- NEYMAN, J./SCOTT, E./WELLS, M.A.: Influence of atmospheric stability layers on the effect of ground-based cloud seeding. I. Empirical Results Proceedings of the National Academy of Sciences 60: Nr. 2, 416-423 (1968).
- NEIBURGER, M./CHIN, H.C.: The meteorological factors associated with the precipitation effects of the Swiss Hail Suppression Project. First National Conference on Weather Modification of the American Meteorological Society Albany, New York 1968.

9. A. N. AUFDERMAUR (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti): *Zur elektrischen Ladungstrennung im Gewitter*

In diesem Vortrag möchte ich eine neueste Ansicht über die Entstehung der Gewitterelektrizität darlegen. Kürzlich wurde ein neuer Mechanismus gefunden, der wie bei einer Influenzmaschine Ladungstrennung und hohe Spannungen in der Wolke herbeiführen kann. Bevor wir jedoch diesen Mechanismus besprechen, wollen wir etwas allgemeiner auf das Influenzprinzip und seine Bedeutung für das Gewitter eingehen. Unter dem Einfluss eines elektrischen Feldes verschieben sich Ladungen im Bestreben, dieses Feld zu reduzieren. In einem elektrischen Leiter geht dies so lange, bis das Feld im Inneren verschwunden ist. Die Zeitkonstante für diesen Vorgang beträgt $\varepsilon \varepsilon_0 \cdot R_{spez}$, was bei Wasser einen Wert von einigen μsec ergibt. Für Eis ist diese Zeitkonstante je nach Temperatur mindestens 1000mal länger. Beim Zusammenstoss von Wassertropfen oder Eisteilchen ergibt sich mit dieser Zeitkonstante eine neue Ladungsverteilung. Falls sich zwei Teilchen nach dem Zusammenstoss wieder trennen, wird auch diese Ladungsverteilung aufgetrennt. Die beiden Teilchen sind nun durch Influenz entgegengesetzt geladen. Falls sie, der Kraft des Erregerfeldes folgend, auseinanderlaufen, wird das Erregerfeld dadurch reduziert. Erfolgt die Trennung der Teilchen jedoch in entgegengesetzter Richtung, wird das Erregerfeld jedesmal verstärkt. Letzteres ist das Prinzip der Influenzmaschine. Damit die Wolke als Influenzmaschine funktioniert, müssen kleine Teilchen von der Unterseite grosser Teilchen abprallen, Aufwindströmung und Erdanziehung sorgen dann für die Feldverstärkung.

ELSTER und GEITEL (1913) haben auf die Bedeutung des Influenzmechanismus in der Wolke hingewiesen. Diese Autoren vermuteten, dass sich zusammenstossende Tropfen unter Umständen wieder trennen könnten. Sie erkannten auch, wie wichtig es ist, ob sich der kleinere Tropfen von der Ober- oder der Unterseite des grösseren Tropfens ablöst. Beim Zusammenstoss zwischen grossen Tropfen scheint ersteres der Fall zu sein, dadurch bewirkt die Ladungstrennung durch Influenz jedoch eine negative Rückkopplung auf das elektrische Feld. Beim Zusammenstoss zwischen grossen und sehr kleinen Tropfen ($d < 100 \mu\text{m}$) erfolgt eine eventuell stattfindende Trennung eher seitlich. Die Versuche von WHELPDALE und LIST (1971) lassen noch keinen eindeutigen Schluss zu, ob Abpraller den Tropfen oberhalb oder unterhalb seines Äquators verlassen. Dieser wichtige Punkt muss noch untersucht werden, da er darüber entscheidet, ob negative oder positive Rückkopplung vorliegt. Positive Rückkopplung liegt jedoch vor, wenn kleine Tropfen von einem Hagelkorn oder einer Graupel abprallen. Dies konnte durch unsere eigenen Versuche kürzlich gezeigt werden (AUFDERMAUR und JOHNSON, 1972). Die Umströmung des Hagelkornes sorgt dafür, dass Tröpfchen bereits unterhalb des Äquators tangential einfallen und ein Teil davon wegspritzt.

Durch unsere Versuche konnte dieser Mechanismus sicher identifiziert und konnten grobe Angaben über die Häufigkeit dieser Abpraller ge-

macht werden. Diese beträgt etwa ein Abpraller auf 100–1000 angelagerte Tröpfchen. Die Stärke der Ladungstrennung stimmte ungefähr mit der Theorie überein. Demnach nimmt das kleine Tröpfchen jedesmal eine Ladung mit, die seinem Durchmesser im Quadrat proportional ist. Das Hagelkorn lädt sich dadurch auf, und seine Ladung erreicht einen Sättigungswert, der dem Durchmesser D des Hagelkornes im Quadrat proportional ist. In der Sättigung kompensiert die Eigenladung das äussere Feld am massgeblichen Punkt, wo die Abpraller stattfinden. Die Sättigungsladung des Hagelkornes beträgt damit

$$Q_s = -3\pi D^2 \varepsilon_0 E_e \cos \Theta$$

E_e ist das Erregerfeld, und der Winkel Θ bezeichnet den Abprallort (am Äquator $\Theta = 90^\circ$). Ein einzelner abprallender Tropfen vom Durchmesser d trägt die Ladung

$$q = \frac{\pi^3}{6} \varepsilon_0 d^2 (3 E_e \cos \Theta + Q / \pi \varepsilon_0 D^2)$$

Die Aufladung des Hagelkornes Q nähert sich dem Sättigungswert Q_s exponentiell, die Ladung nach m Abprallern beträgt

$$Q = Q_s [1 - \exp(-m \pi^2 d^2 / 6 D^2)]$$

Wenn in einer Wolke mit 10^8 m^{-3} Tröpfchen von 20 μm Durchmesser eines auf Hundert nach der Kollision abprallt, wird die Zahl im Exponenten schon nach einer Fallhöhe von 2 km grösser als 1. Das heisst, dass der Niederschlag nahezu die durch das Erregerfeld bestimmte Sättigungsladung Q_s trägt. Wir können nun den mit dem Niederschlag in der Wolke verbundenen Strom berechnen. Der Einfachheit halber betrachten wir den Niederschlag als Teilchen von $D = 1 \text{ mm}$ Durchmesser. Bei einer Intensität von $p = 36 \text{ mm/h}$ ($= 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$) erhalten wir eine Stromdichte i von

$$i = p \varepsilon_0 E_e \cos \Theta \cdot 18 / D$$

Im Modell des Plattenkondensators ist das gerade gleich $\varepsilon_0 \cdot dE_e/dt$. Damit wird die Zeitkonstante für das exponentielle Wachstum des Feldes

$$D / (p \cdot 18 \cos \Theta) = 20 \text{ sec}$$

wenn wir für $\Theta 74^\circ$ annehmen.

MASON (1972) hat kürzlich solche Berechnungen in dieser Art mit Einbezug der Verluste angestellt und ist zum Schluss gekommen, dass unser Mechanismus unbedingt den Anforderungen genügt, die an den elektrischen Generator im Gewitter gestellt werden. Nun ist aber dieses Bild nur richtig, wenn die Wolkentröpfchen den gleichen Strom nach oben ergeben, was von MASON nicht untersucht wurde. Dabei darf nur etwa eines auf 100–1000 Tröpfchen die Gleichgewichtsladung q tragen. Nehmen wir an, es seien $n = 10^6 \text{ m}^{-3}$ geladene Teilchen vom Durchmesser $d = 20 \mu\text{m}$ bei einem Aufwind von 1 m s^{-1} . Die berechnete Stromdichte wird

$$i = n U \frac{\pi^3}{2} d^2 \varepsilon_0 E_e \cos \Theta$$

Daraus ergibt sich eine Zeitkonstante für das exponentielle Wachstum des Erregerfeldes von

$$2 / (\pi^3 n U d^2 \cos \Theta) = 600 \text{ sec } (\Theta = 74^\circ)$$

Diese Zeitkonstante wäre für ein Gewitter eher zu lang. Wir können jedoch argumentieren, ein Gewitter sei ja gerade durch grössere Wolken-tröpfchen und stärkere Aufwinde gekennzeichnet. Wenn wir nun annehmen, die Gewitterwolke habe 10^8 m^{-3} Tröpfchen mit Durchmesser $d = 40 \text{ }\mu\text{m}$, n sei 10^6 m^{-3} und der Aufwind betrage 5 m s^{-1} , so wird die Zeitkonstante für das exponentielle Wachstum des Feldes auf 30 sec reduziert. Dies bedeutet, dass sich das elektrische Feld in einigen Minuten vom Wert bei schönem Wetter bis zu jenem in der Gewitterwolke aufschaukeln kann. Auch wird die durch Blitzenladung verlorengegangene Ladung in kürzester Zeit wieder ersetzt. Interessant ist, dass der Mechanismus nur dann genügend wirksam ist, wenn die Wolke bei grossem Wassergehalt relativ grosse Tröpfchen und grosse Aufwinde entwickelt. Dies ist aber gerade das Kennzeichen der Gewitterwolken.

LITERATUR

- AUFDERMAUR, A.N./JOHNSON, D.A.: Charge separation due to riming in an electric field. *Quart.J.Roy.Met.Soc.* 98: 369–382 (1972).
ELSTER, J./GEITEL, H.: Zur Influenztheorie der Niederschlags Elektrizität. *Phys.Z.* 14: 1287–1292 (1913).
MASON, B.J.: The physics of the thunderstorm. *Proc.R.Soc.Lond. A*, 327, 433–466 (1972).
WHELPDALE, D.M./LIST, R.: The coalescence process in raindrop growth. *J.Geophys. Res* 76: 2836–2856 (1971).

10. TH. ZINGG (Männedorf): *Karte der lawinengefährdeten Gebiete der Schweiz*

Die Karte wurde im Auftrag des ORL ETH entworfen, sie dient für Zwecke der Nationalplanung. Der Kartenmassstab, aber auch der Stand des Lawinenkatasters zwangen zu einer zusammenfassenden Darstellung, um vor allem über das ganze Alpengebiet der Schweiz eine überall gleich interpretierte Karte zu erhalten.

Es wurde folgende Unterteilung vorgenommen, die sich als brauchbare Arbeitsbasis ergeben hat:

- 1 Gebiete mit wenigstens zeitweise akuter Gefahr
 - 1a mehr oder weniger zusammenhängende sichere Stellen in obigem Gebiet
- 2 Gebiete, die nur unter bestimmten Voraussetzungen lawinengefährdet sind (Schneedeckenaufbau, Neuschneemenge, Änderung der Vegetationsverhältnisse)
 - 2a Gebiete wie 2, aber von aktiven Lawinenzügen durchzogen

3 Gebiete ohne Lawinengefahr

3a allgemein lawinensicheres Gelände mit lokal eng begrenzten Lawinenzügen

Als Grundlage dienten vor allem die Landeskarten 1:25000 und mit ihrer Hilfe ausgeführte etliche tausend Neigungsbestimmungen im Gelände, ferner Luftaufnahmen. Andererseits mussten auch die klimatischen Gegebenheiten, wie Verteilung der Neuschneemengen, mit berücksichtigt werden.

Unter 1 gehören vor allem die waldlosen hochalpinen Gebiete und solche, die entwaldet wurden. 1a umfasst meist Hochflächen und Rundhöckergebiete im Gelände 1.

2 umfasst vor allem bewaldete Hänge, die durch Weidgang oder Waldbrand oder Windwurf usw. lawinengefährdete Hänge ergeben können, die momentan als sicher erscheinen, auch Hänge kritischer Neigung sind darin enthalten, die nur bei extremen Schichtverhältnissen der Schneedecke gefährdet sind. Unter 2a werden die gleichen Hänge verstanden, die aber bereits von Lawinen durchzogen werden.

3 betrifft sicheres Gelände, das kleinere Steilhänge mit Rutschen oder kleinen Lawinen umfassen kann, die aber gut lokalisierbar sind. In 3a kommen eng begrenzte Lawinenzüge vor, wie Tobel oder Runsen, die ins Haupttal auslaufen.

Für touristische Zwecke kann die Karte nicht verwendet werden.

11. W. GOOD (Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos): *Änderungen von Schneestrukturen durch mechanische Spannungen*

1. Einleitung

Die physikalischen Eigenschaften von Gefügen sind wesentlich von den Komponenten, deren Anordnung und Beschaffenheit mitbestimmt. Die Metallurgie hat sich diese Einsicht schon lange zunutze gemacht und Techniken (wie Hämmern, Ziehen und Walzen) zur Veredlung der Werkstoffe entwickelt. Die Erfassung und Parametrisierung der Struktur von Schnee ist Voraussetzung, um

- 1.1 die mechanischen Eigenschaften, wie Zug- und Scherfestigkeit, mit Modellvorstellungen in Zusammenhang zu bringen und
- 1.2 aufgrund eines erhärteten physikalischen Modells Aussagen über kritisches Verhalten (Instabilität, Bruch) machen zu können.

Eine Beobachtung von Schnee wird aber dadurch wesentlich erschwert, dass sich Eiskristalle unter natürlichen Bedingungen in Temperaturverhältnissen nahe des Schmelzpunktes befinden. Diese Tatsache erklärt die rasche Umwandlung und Umlagerung dieser Kristallgefüge. Die Dünnschnittechnik bringt die Zerstörung der Stichprobe mit sich, was jedes

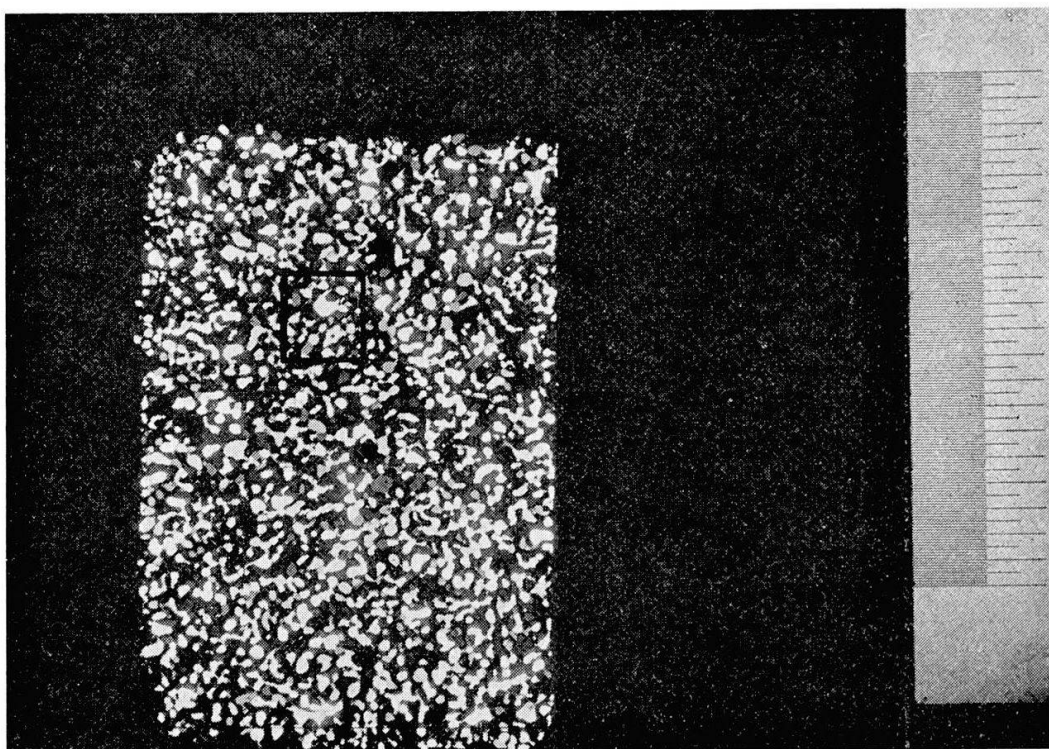


Abbildung 1

Probenmaterial, Aufnahme eines horizontalen Dünnschnittes im linear polarisierten Licht (undeformierte Probe) (Massstabsteilung $\frac{1}{10}$ mm)

Experiment mit der dreidimensionalen Stichprobe ausschliesst. So ist es nur möglich, zweidimensionale Momentaufnahmen zu machen.

Das Aufnahme- und Auswertesystem hat diesen Beschränkungen Rechnung zu tragen (z.B. Datei magnetisch gespeicherter Schnittinformationen).

2. Probenmaterial

Man war bestrebt, mit möglichst homogenem Material zu arbeiten. Dieses wurde aus der Ablagerung des Grossschneefalls vom Januar 1968 und am Ende der Periode abbauender Metamorphose entnommen [1].

Von den zylindrischen Proben wurde ein Teil der mechanischen Verformung unterworfen. Aus jedem Zylinder stammt eine würfelförmige Stichprobe von 3 cm Kantenlänge. Zwei horizontale und zwei vertikale Dünnschnitte wurden aus diesen Würfeln geschnitten und pro Würfel etwa 1000 Körner ausgewertet (Abb. 1).

3. Mechanische Deformierung und Konservierung der Schneeproben

Die zylindrischen Proben wurden einaxial entweder unter Zug oder Druck und bei ungehinderter Querdehnung deformiert [2]. Für den vorlie-

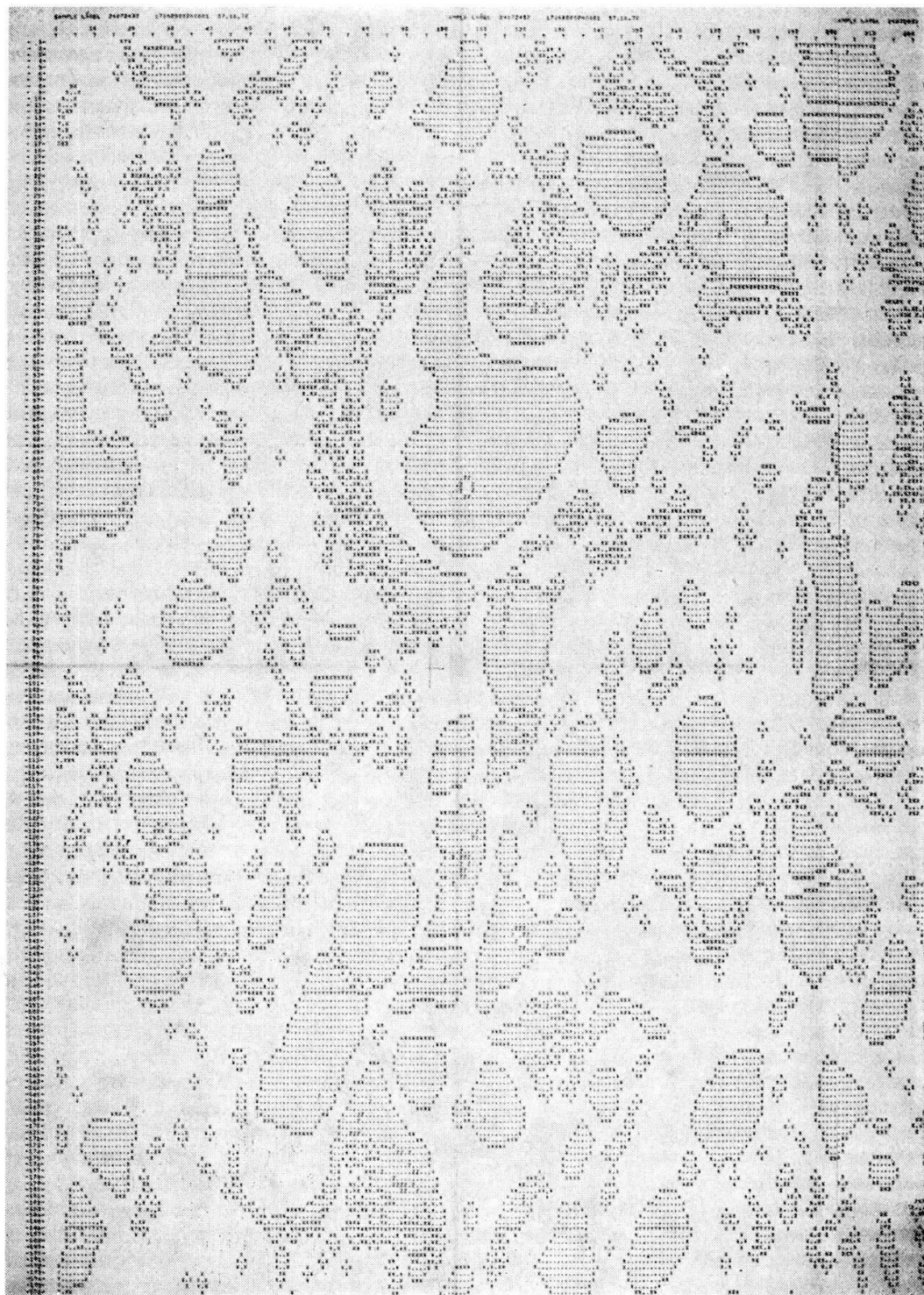


Abbildung 2

Ausdruck des Formerkennungsprogrammes (vgl. ☐ Abb. 1)

genden Fall handelt es sich um eine geringe Verformung von $\varepsilon \sim -3 \cdot 10^{-2}$. Die erwähnten Stichproben wurden in eine Phtalsäurediäthylester-Matrix eingebettet. Diese schliesst alle Poren des Gefüges, verhindert die Zirkulation von Wasserdampf, unterbindet dadurch eine Stoffumlagerung und gestattet eine relativ problemlose Aufbewahrung des Schnees.

4. Anordnung zur Auswertung der Dünnschnitte [3, 4]

Diese ist dreiteilig:

- 4.1 Die *Aufnahmeapparatur* ist wesentlich ein Polarisationsmikroskop mit einem gesteuerten Kreutztisch, der das Positionieren und das automatische Abtasten des Dünnschnittes gestattet.
Die Intensität des zirkulärpolarisierten Lichtes trägt, nach dem Durchgang durch einen Eiskristall, implizit die Information über die Lage im Raum der ausgezeichneten Kristallachse.
- 4.2 Ein *Analog-Digital-Wandler* setzt die in Fotoströme umgesetzten Lichtintensitäten in 12-bit-Wörter um. Diese werden gespeichert und vor der Weiterverarbeitung geprüft.
- 4.3 Die *Programmbibliothek* (FORTRAN-63) ist für die Auswertung auf einem Grossrechner (CDC 1604) angelegt.

Tabelle I

Parameter zur Charakterisierung der Stichproben

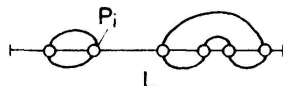
PARAMETER ZUR CHARAKTERISIERUNG DER STICHPROBEN

KRISTALLOGRAPHISCHE: AZIMUTALWINKEL $0 \leq \Phi \leq 2\pi$
ZENITALWINKEL $0 \leq \Theta \leq \pi/2$

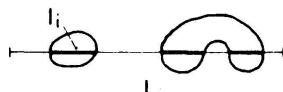
GEOMETRISCHE: DURCHMESSER
UMFANG
KONVEXITÄT / KONKAVITÄT
HAUPTTRÄGHEITSMOMENTE T_1, T_2
 $T_1 / T_2, \sim \sqrt{T_1 \cdot T_2}$
FLÄCHE
WINKEL (T, x (LABORKOORDIN. SYST.))

STEREOLOGISCHE:

$$P_L = \frac{\sum P_i}{L}$$



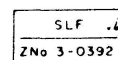
$$L_L = \frac{\sum l_i}{L}$$



DARAUSS ABGELEITETE SEKUNDÄRE GRÖSSEN

TOPOLOGISCHE:

TEILCHENZAHL / STICHPROBE ($N \sim 200$)



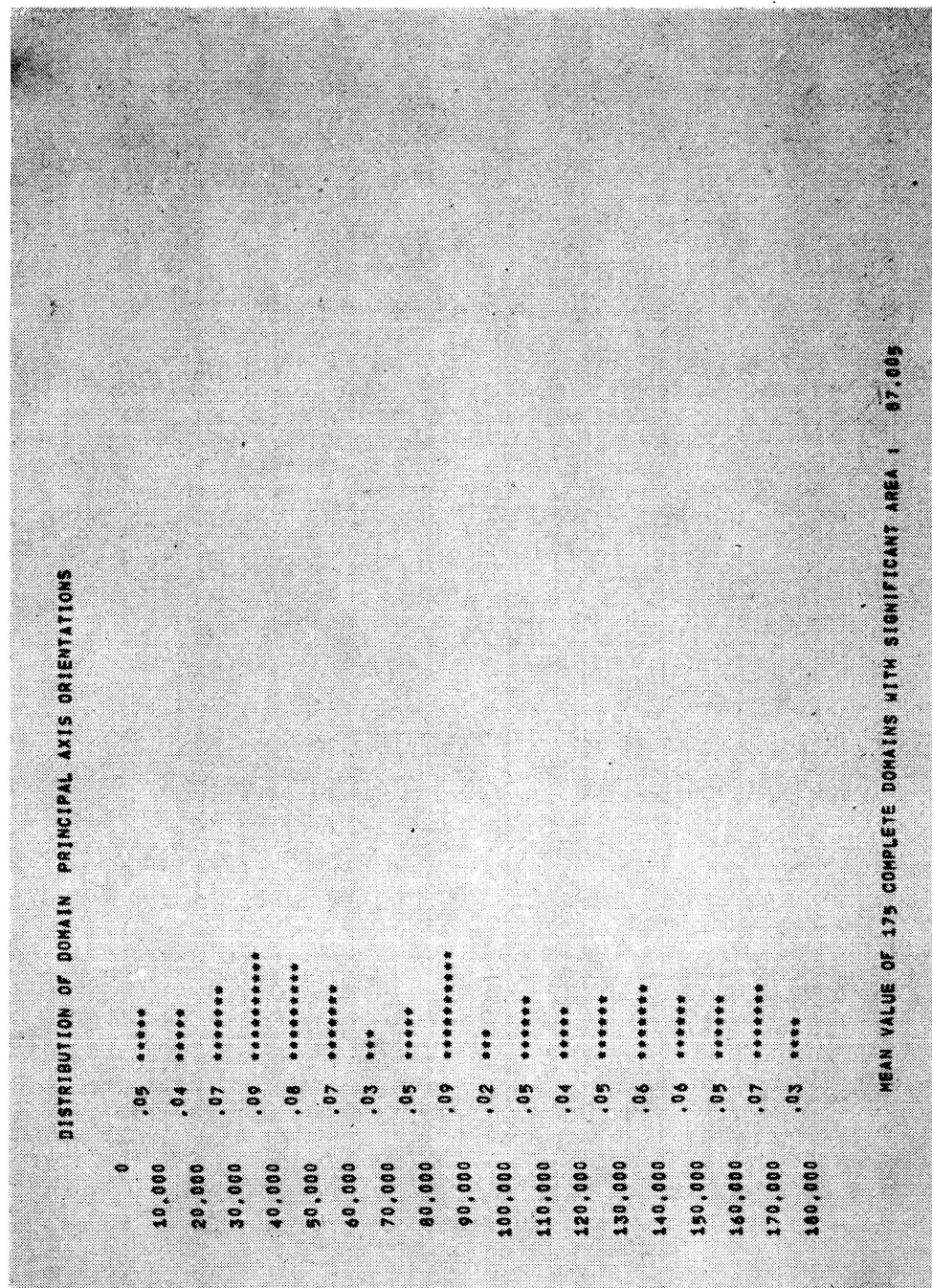


Abbildung 3

Orientierung der grösseren Hauptträgheitsachsen im Laborkoordinatensystem

- 4.3.1 Der Kern dieser Rechenvorschriften ist ein Formerkennungsprogramm, das Punkte gleicher Information mit einem Rand abschliesst (Abb. 2). Die so berandeten Gebiete können anschliessend charakterisiert werden [5].
- 4.3.2 *Parameter zur Strukturbeschreibung* (Tabelle I). Es werden kristallographische und geometrische Grössen berechnet. Ein Teil der geo-

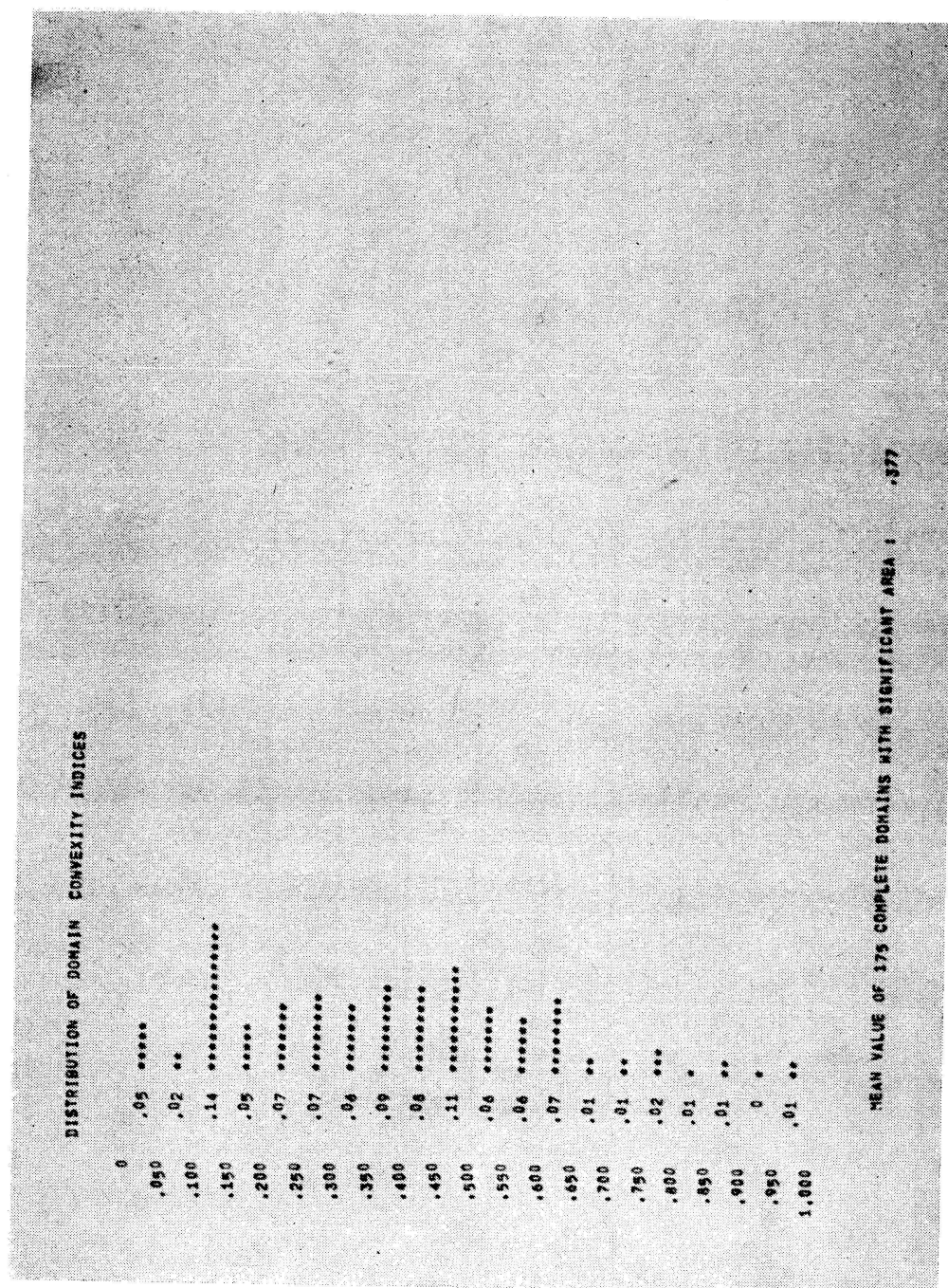


Abbildung 4
Verhältnis der konkaven zu konvexen Randlängen

metrischen Parameter errechnet sich aus einfachen Zählgrößen der Stereologie [6]. Es sind die Anzahl Schnittpunkte zwischen Berandungskurven und einem Netz von Testlinien, P_L , und das Verhältnis von Längen der Teststrecken innerhalb der berandeten Gebiete zur Totallänge der Teststrecken, L_L . Eine andere Betrachtungsweise geht von der punkweisen Massenverteilung aus. Hieraus resultieren

Tabelle II

Vergleich von zwei Schneeproben anhand geometrischer Parameter ($\epsilon \sim 3 \cdot 10^{-2}$)VERGLEICH VON ZWEI SCHNEEPROBEN ANHAND GEOMETRISCHER PARAMETER ($\epsilon \sim 3 \cdot 10^{-2}$)

SLF -A ZNe 3 - 0391			UNDEFORMIERTE PROBE 72			ZUGEHÖRIGKEIT DER HORIZONTAL EN STICH - PROBEN ZUM ENSEMBLE E		DEFORMIERTE PROBE 77		
			U_H		U_V	$[U \wedge D] \in E$	$[UD_1 \wedge UD_2] \in E$	D_H		D_V
	FORMEL	DIMENS.	μ_x	σ_x	χ^2	D, W, χ^2	D, W, χ^2	μ_x	σ_x	χ^2
VERTEILUNG HOMO- GENER FLÄCHEN	$\frac{N}{N_{TOT}}$.90	.90				.90
VERHÄLTNIS DER HAUPTTRÄGHEITS- MOMENTE	$\frac{T_2}{T_1}$.15	.93				.95
DICHTE HOMOGENER FLÄCHEN (VOLUMINA)	$D = L_L$.214	.021		.84	.89	.217	.029	
OBERFLÄCHE HOMOG. FLÄCHEN (VOLUMINA)	$2 \cdot P_L$	mm ⁻¹	.128	.016		.10	.68	.120	.008	
DURCHMESSER HOMOG. FLÄCHEN (VOLUMINA)	$\frac{2D}{P_L} \cdot S$	mm	.670	.044		.05	.34	.722	.068	
MITTLERER ABSTAND HOMOG. FLÄCHEN (VOL.)	$\frac{2D}{P_L} \cdot \frac{1-D}{D} \cdot S$	mm	2.481	.375		.17	.68	2.622	.247	

für jedes Gebiet der Trägheitstensor, die Hauptträgheitsmomente und der damit verbundene Drehwinkel (Abb. 3). Durch Umlaufen des Randes werden konkave und konvexe Teile unterschieden und für jedes Gebiet ihr Verhältnis gebildet (Abb. 4). Im ganzen werden für einen Dünnschnitt 13 Parameter und 16 Parameterverteilungen ausgegeben.

5. Auswertung, Resultate

Gegeben sind zwei Stichproben aus Proben von deformiertem und undeformiertem Schnee. Die Kenntnis beruht auf der Projektion der zweidimensionalen Schnittinformation in die Menge der teilweise abhängigen Strukturparameter. Gefragt wird nach der Zugehörigkeit der beiden Stichproben zur gleichen oder aber zu verschiedenen Populationen. Für jede Stichprobe sind 3 Schnitte und 6 Parametersätze vorhanden. Es zeigte sich aber rasch, dass die Nullhypothese nicht durch einfachen Vergleich zwischen den Parametersätzen überprüft werden konnte, handelt es sich doch um sehr geringe strukturelle Unterschiede. Ein Vergleich der vertikalen Schnitte wies eine grössere Inhomogenität innerhalb der undeformierten als zwischen deformierter und undeformierter Probe auf (Tabelle II). Zur weiteren Behandlung wurden deshalb die vertikalen Schnitte eliminiert. Das Zahlenmaterial bestand demnach noch aus 8 individuellen

Parametersätzen. Vergisst man für einen Moment, woher diese stammen, kann man Gruppierungen von je 2 mal 4 Sätzen austesten. Das Resultat ist für 4 Parameter in Tabelle II angeführt*. Es wird ersichtlich, dass, falls Unterschiede zwischen den Parametersätzen bestehen, diese vergrößert werden, wenn die eine Gruppe aus Elementen der undeformierten und die andere Gruppe aus Elementen der deformierten Probe stammen. Der Unterschied wird wesentlich kleiner, wenn die Hälfte der Sätze vertauscht wird. Auf diese Weise lässt sich eine Tendenz und damit ein Unterschied zwischen den Stichproben nachweisen.

6. Folgerungen

Ein willkürlicher Satz von Strukturparametern gestattet relativ feine Unterschiede im Gefüge zu erfassen. Voraussetzung sind eine reproduzierbare Messbarkeit und eine numerische Charakterisierung. Das vorliegende System erfüllt diese Forderungen. Die Möglichkeiten sind dadurch nicht erschöpft. Die Orthogonalisierung des Parametersatzes und die Bildung eines Phasenraumes der Struktur einerseits und die Bildung eines physikalischen Vektorraumes aus den mechanischen Invarianten und thermodynamischen Funktionen andererseits wird die Aufstellung eines konsistenten Modells des Schnees erlauben.

* Die verwendeten Testverfahren sind χ^2 -, Run-, Sign-, Wilcoxon- (W) und Kolmogorov-Smirnov-Test (D) [7, 8, 9].

LITERATUR

1. Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen, Winter 1967/68. Wi.Ber.SLF 32: 19 (1970).
2. SALM, B.: (erscheint demnächst).
3. JACCARD, C.: Automatic thin section analysis with the Tomograph. Mitteilung des Eidg. Instituts für Schnee- und Lawinenforschung 28 (1969).
4. GOOD, W.: Ein automatisches System zur Aufnahme und Auswertung von kristallinen Dünnschnittpräparaten. Verh.Schweiz.Naturforsch.Ges. 1970. 180 (1971).
5. CRETOL, R./GOOD, W.: A program for investigations of structural parameters on computer-compatible images of snow thin sections (erscheint demnächst).
6. UNDERWOOD, E.: Quantitative stereology. Addison-Wesley, Reading, Mass. 1970.
7. NOETHER, G.: Nonparametric statistics. SIAM in applied mathematics. John Wiley and Sons Inc., New York 1967.
8. CROW, E./DAVIS, F./MAXFIELD, M.: Statistics manual. Dover Publications, New York 1960.
9. MILTON, R.: Rank order probabilities. John Wiley and Sons Inc., New York 1970.

12. H. M. KELLER (Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf): *Abflussregime und Transport gelöster Stoffe in kleinen voralpinen Einzugsgebieten*

1. Einleitung

Zur Charakterisierung des Abflussregimes werden die Abflussdauerkurve und die Rezessionskurve des Hydrographen bei Basisabfluss bestimmt. Die Stoffkonzentrationen und ihre Abhängigkeit von der Wassermenge geben die Grundlagen zur Berechnung des Transportes gelöster Stoffe. Während die Abflussdauerkurve starken jährlichen Schwankungen ausgesetzt ist, bleiben die Rezessionskurve für Basisabfluss sowie die Beziehung zwischen Konzentration und Abflussmenge ziemlich konstant.

In diesem vorläufigen Bericht interessieren vor allem die Unterschiede im Abflussregime und Regime des Stofftransportes zwischen kleinen benachbarten Einzugsgebieten der Voralpen.

2. Die Einzugsgebiete

Die 3 hier betrachteten Gebiete befinden sich im Alptal, Kanton Schwyz (KELLER, 1970). Sie lassen sich wie in Tabelle I angegeben charakterisieren.

Tabelle I
Die 3 Einzugsgebiete im Alptal

Gebiet		Fläche ha	Exposition	Neigung %	Wald %	Sumpf %
Vogelwaldbach	III	155,4	ESE	37	63	25
Frifangbach	V	107,6	E	43	38	20
Gämschbach	VII	52,3	WNW	58	93	4

3. Das Abflussregime

In Abbildung 1 sind die Abflussdauerkurven, soweit sie heute verfügbar sind, dargestellt. Es kommen darin vor allem die Unterschiede zwischen den Abflussjahren 1970 und 1971, aber auch die Verschiedenheit der Gebiete zum Ausdruck. Während das Jahr 1970 mit 2500 mm Niederschlag sehr wasserreich war, kann das Jahr 1971 als eher wasserarm gelten (1700 mm Niederschlag).

Im Jahre 1970 zeigen die Bäche III und VII einen ähnlichen Verlauf im Bereich der mittleren und niederen Wasserführung. Der stark bewaldete Gämschbach hat aber bedeutend weniger Hochwassertage. Auch der relativ schwach bewaldete, aber auch versumpfte Frifangbach zeigt 1971 bedeutend kleinere Anteile an Tagen mit Mittel- und Hochwasser als der Vogelwaldbach. Dagegen ist die Niederwasserführung etwas höher.

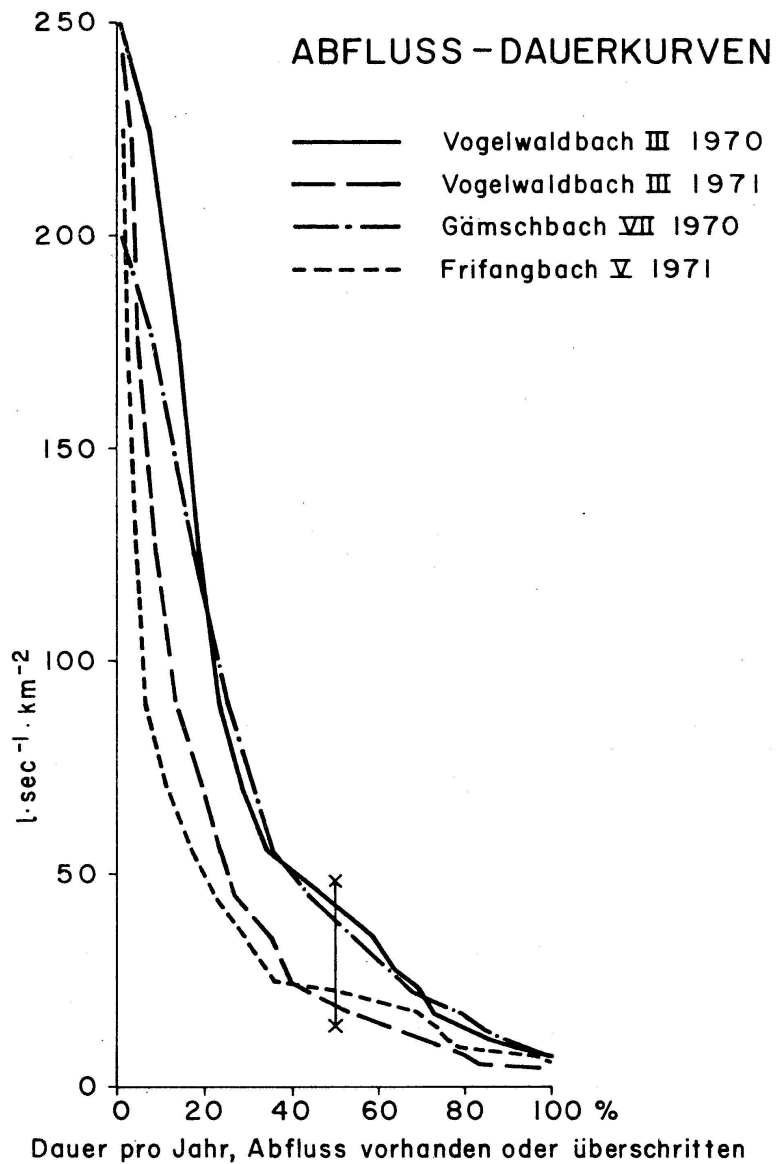


Abbildung 1

Die Abflussdauerkurven der Jahre 1970 und 1971 in 3 Gebieten des Alptales.

x-x: In 50% der Zeit vorhandener oder überschrittener Abfluss

Die Neigung der Rezessionskurve bei Niederwasserbedingungen (Basisabfluss) wurde nach folgendem Modell berechnet:

$$Q = e^{a-bt} \quad (1)$$

$$\ln Q = a - bt \quad (2)$$

wobei Q = der Abfluss in $l \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$

t = Zeit in Stunden

a, b = Konstante

Für die Charakterisierung des Abflussregimes interessiert vor allem die Konstante b , da sie angibt, in welchem Mass sich das Gebiet nach einem Niederschlag entleert. b ist immer negativ. Grosse Werte bedeuten ein rasches Abfliessen des im Gebiet gespeicherten Wassers, kleine Werte einen langsamen Entleerungsvorgang. Um vergleichbare Werte zu erhalten, wurden an allen 3 Bächen 8–10 Ganglinien von isolierten Regenfällen untersucht und die Konstante b für das Zeitintervall 25–35 Stunden nach der Abflussspitze berechnet. Die Werte sind in Tabelle II angegeben.

Tabelle II

Die Rezessionskonstante b in den 3 Bächen im Alptal [siehe Gleichung (2)]

Gebiet	Mittelwert \bar{b}	Standardabweichung des Mittelwertes	
		$s_{\bar{b}}$	%
Vogelwaldbach III	–0,0312	0,0034	10,9
Frifangbach V	–0,0155	0,0022	14,2
Gämschbach VII	–0,0238	0,0032	13,4

Der Unterschied zwischen Frifangbach V und Vogelwaldbach III ist mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% gesichert. Der Gämschbach kann statistisch weder von V noch III gesichert unterschiedlich gelten. Die häufig auftretenden, durch neue Regenfälle überlagerten Ganglinien sind für die Berechnung der Rezessionskonstanten ungeeignet. Um ein umfangreicheres Datenmaterial zu erhalten, müssen wir noch etwas zuwarten, damit dann allfällige Unterschiede zwischen den Bächen besser festgestellt und interpretiert werden können.

4. Der Transport gelöster Stoffe

Wird im Bachwasser immer die gleiche Konzentration eines Stoffes gemessen, so wird sich der Transport des gelösten Stoffes wie die Abflussmenge verhalten. Wir gehen hier deshalb auf diese Stoffe nicht ein. Hingegen interessieren jene gelösten Stoffe, die mit der Abflussmenge in enger Beziehung stehen (KELLER, 1970).

Stellvertretend für jene Stoffe, die einer Verdünnung unterworfen sind (CO_3 , SO_4 , Ca, Na), d. h., dass bei zunehmender Abflussmenge die Konzentration abnimmt, sei hier Kalzium gewählt. Die Beziehungen der Ca-Konzentration zur Abflussmenge sind in Tabelle III gegeben.

Tabelle III

Die Verdünnungskurven von 3 Bächen im Alptal für Ca

Gebiet	Gleichung
Vogelwaldbach III	$60,9 - 6,98 \ln Q \quad r^2 = 0,83$
Frifangbach V	$74,2 - 7,23 \ln Q \quad r^2 = 0,80$
Gämschbach VII	$71,3 - 5,53 \ln Q \quad r^2 = 0,70$

BEZIEHUNG ZWISCHEN ABFLUSSMENGE UND Ca-KONZENTRATION

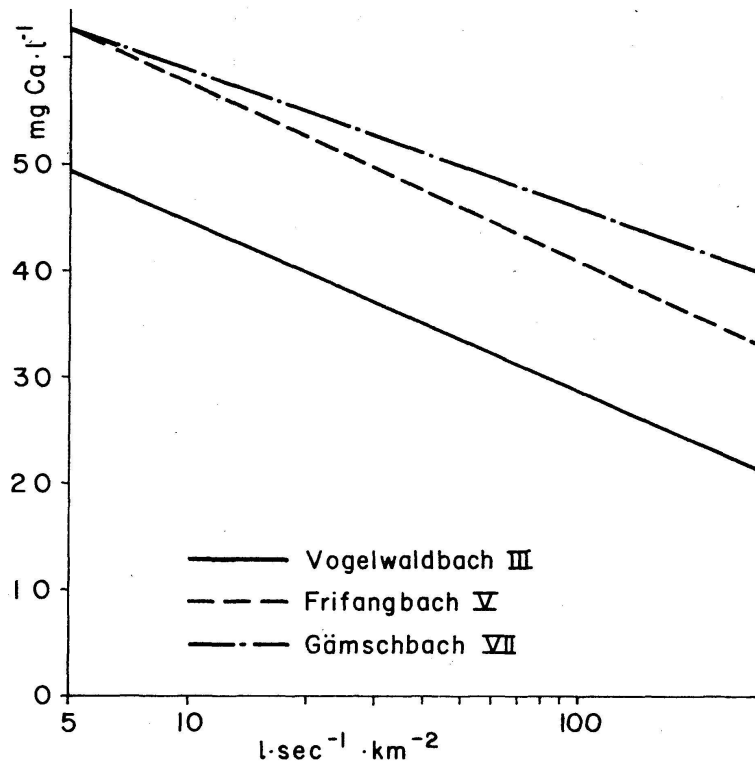


Abbildung 2

Die Verdünnungskurven für Kalzium in 3 Bächen des Alptales

Den Verdünnungskurven (siehe auch Abb. 2) liegt folgendes Modell zugrunde:

$$C = a - b \ln Q \quad (3)$$

wobei C = die Stoffkonzentration in $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$
 Q = die Abflussmenge in $\text{l} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$
 a und b = Konstante sind

Es fällt auf, dass der Frifangbach wohl die steilste Verdünnungskurve, aber die flachste Rezessionskurve (Tabelle II) hat. Diese beiden müssen sich also nicht, wie man vermuten könnte, gleichlautend verhalten. Unser Datenmaterial reicht allerdings noch nicht aus, um hier schlüssige Vergleiche anzustellen.

Verwenden wir nun die Abflussdauerkurve zusammen mit der Verdünnungskurve, so ergibt sich daraus die Stofffrachtdauerkurve, die hier stellvertretend am Beispiel des Kalziums berechnet wurde. Dabei gelte

$$SF = Q \cdot C \quad (4)$$

wobei SF = die Stofffracht in $\text{mg} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$
 Q = die Abflussmenge in $\text{l} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$
 C = die Stoffkonzentration in $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ aus Gleichung (3)

In Abbildung 3 sind die Stofffrachtdauerkurven für Ca der Jahre 1970 und 1971 dargestellt. Auch hier stellen wir wiederum deutliche Unterschiede zwischen den Jahren 1970 und 1971, aber auch zwischen den Einzugsgebieten fest. Dabei fallen die grossen Stofffrachten des Gämshbaches VII auf.

Um den Vergleich zwischen den Dauerkurven des Abflusses und der Stofffrachten (Ca) zu erleichtern, sind die wichtigsten Werte in Tabelle IV zusammengestellt.

Tabelle IV
Die mittleren Werte der Abflussmengen und Stofffrachten
in den 3 Gebieten im Alptal

		Gebiet			
		Vogelwald- bach III		Gämsh- bach VII	Frifang- bach V
		1970	1971	1970	1971
\bar{Q}	Mittlerer Jahresabfluss $1 \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$	61	38	55	33
$Q_{50\%}$	In 50% der Dauer vorhanden oder überschritten $1 \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$	42	19	39	22
$\bar{Q}/Q_{50\%}$		1,45	1,41	2,0	1,5
\overline{SF}	Mittlere Ca-Fracht $\text{g Ca} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$	1,8	1,2	2,6	1,5
$SF_{50\%}$	In 50% der Dauer vor- handen oder überschritten $\text{g Ca} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$	3,1	2,3	4,9	2,2
$\overline{SF}/SF_{50\%}$		0,58	0,53	0,52	0,68

Auch wenn bei zunehmendem Abfluss die Stoffkonzentration abnimmt, steigt die Fracht dennoch stark an. Die Verdünnung ist bei weitem nicht so stark, dass daraus eine fast konstante Stofffracht resultieren würde. Immerhin fällt auf, dass die Stofffrachtdauerkurven einen beinahe linearen Verlauf haben, während die Abflussdauerkurven deutlich exponentiell verlaufen.

Bei den Abflussmengen ist der mittlere Jahresabfluss $1\frac{1}{2}$ - bis 2mal so hoch wie der während 50% der Zeit vorhandene oder überschrittene Abfluss. Umgekehrt verhält es sich dagegen bei den Stofffrachten. Die mittlere Fracht ist nur etwa halb so gross wie die in mittlerer Häufigkeit vorhandene oder überschrittene Ca-Fracht.

Anders ausgedrückt, ist der jahresmittlere Abfluss nur in etwa 30–35% der Zeit vorhanden oder überschritten, die mittlere Ca-Fracht dagegen in etwa 70% der Zeit.

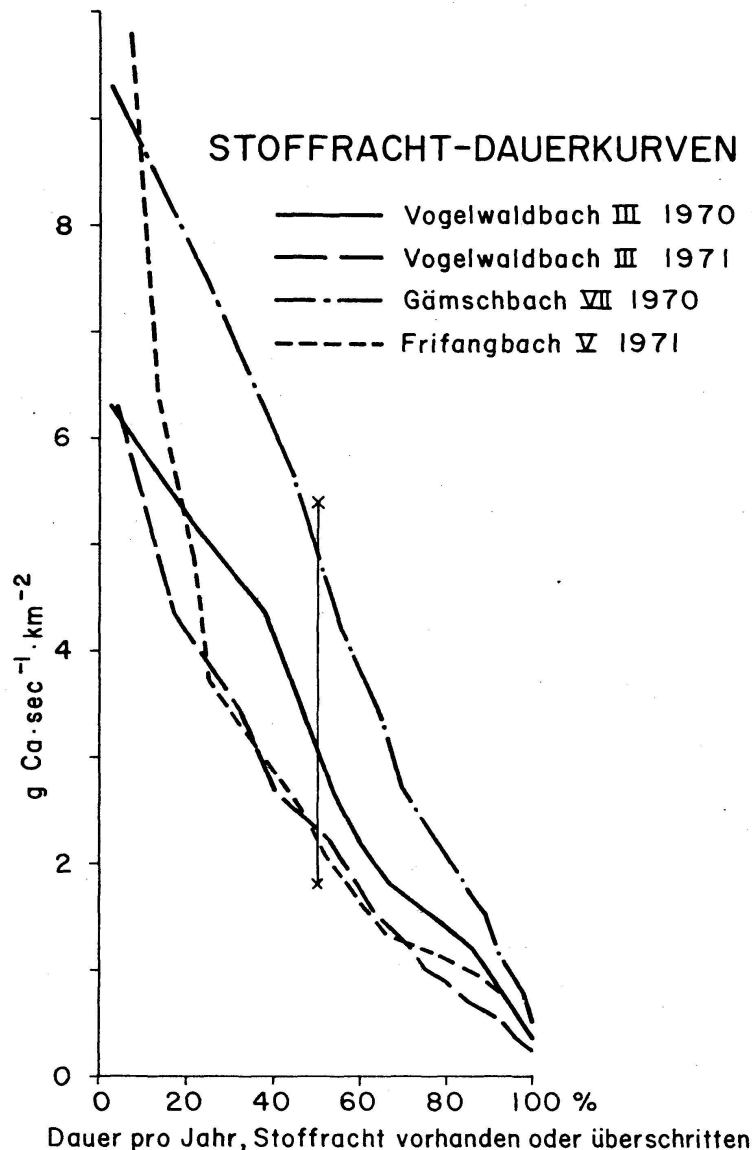


Abbildung 3

Die Stofffrachtdauerkurven für Kalzium der Jahre 1970 und 1971
in 3 Gebieten des Alptales.
x-x: In 50% der Zeit vorhandene oder überschrittene Stofffracht

Als weiteres Ergebnis liefert uns diese Betrachtungsweise Angaben über den Abtrag von Stoffen in gelöster Form. Berechnen wir die Ca-Frachten in Tonnen pro Jahr, so erhalten wir die in Tabelle V angegebenen Werte. Sie sind unter Annahme eines spezifischen Gewichtes von $2,5 \text{ t/m}^3$ in mm Abtrag pro Jahr angegeben (WALSER, 1970). Von der gesamten gelösten Stofffracht in den 3 Gebieten macht die Ca-Fracht etwa einen Drittel aus. Der totale Abtrag durch Wegtransport in gelöster Form muss deshalb etwa 3mal grösser veranschlagt werden.

Tabelle V

Die jährlichen Ca-Frachten und Abtrag in den 3 Einzugsgebieten des Alptales

	Gebiet			
	Vogelwald- bach III		Gämsch- bach VII	Frifang- bach V
	1970	1971	1970	1971
Ca-Fracht, t pro Jahr und km ²	56,7	37,2	81,0	46,6
Ca-Abtrag, mm pro Jahr	0,023	0,015	0,032	0,019

5. Schlussbemerkung

Diese Untersuchungen stehen im Rahmen eines grösseren hydrologischen Projektes der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen über den Einfluss von Vegetation und Boden auf Abflussmenge und Wasserqualität. 11 Einzugsgebiete im Alptal, wovon 3 hier verwendet wurden, bilden den Kern der Untersuchung. Es geht dabei u. a. darum, jene Parameter des Abflussregimes sowie des Stofftransportes zu bestimmen, die auf Unterschiede der Bodennutzung, also Vegetation und Boden, im Einzugsgebiet möglichst sensitiv ansprechen. Auf die Parameter, die die Topographie der Gebiete charakterisieren, wurde hier absichtlich nicht eingegangen.

Meinen Mitarbeitern W. HOFSTETTER und A. STORRER sei für ihre Feld- und Laborarbeiten, der Eidgenössischen Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz für die chemischen Analysen an dieser Stelle bestens gedankt.

LITERATUR

- KELLER, H. M.: Der Chemismus kleiner Bäche in teilweise bewaldeten Einzugsgebieten in der Flyschzone eines Voralpentales. Eidg. Anst. forstl. Versuchsw. 46 (3): 113–155 (1970).
- WALSER, E.: Transport gelöster Stoffe in Fliessgewässern. Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges. 150: 175–176 (1970).

13. AL. RIMA (Locarno-Muralto): *Temperatura massima e minima del misto granulare fino alla profondità di 1,60 m rilevata a Bellinzona (1965 a 1967)*

Oltre alla variazione della temperatura nel terreno naturale fino alla profondità di 1,60 m, il laboratorio dell'Ufficio ticinese delle strade nazionali diretto dall'ing. HOLECZ, ha precisato quella di un terreno composto artificialmente, di misto granulare, materiale adottato per il sottofondo delle autostrade. Lo stazionamento di misura è pure in via Ghiringhelli 9, con le coordinate 721 920–116 520 a ca. 236 m s. m.

Per la variazione della temperatura nel terreno naturale abbiamo già presentato, in occasione della riunione del 10 ottobre 1971 a Friburgo, una nota riportata del resto sul bollettino [6].

Anche per il misto granulare vengono eseguite osservazioni giornaliere, alle ore 8.00, di temperatura massima e minima, ogni 20 cm di profondità fino a 1,60 m, ossia per 8 strati, contemporaneamente alle osservazioni della temperatura dell'aria a 10 e 100 cm sopra il suolo, e alle precipitazioni.

Per la preparazione della stratificazione del terreno di misto granulare è stato impiegato materiale di sottofondo stradale tipico, ben battuto, per tutta l'altezza di controllo. (Tipo del materiale, 0% argilla, 2% di silt, 23% di sabbia, 85% di ghiaia [2 a 60 mm].) La modalità di posa degli apparecchi è analoga a quella adottata per la osservazione del terreno naturale, così l'elaborazione dei dati di 3 anni dal 1965 al 1967 compreso è stata mantenuta [6] a titolo comparativo. In questo intervallo di osservazione risultano delle discontinuità di tempo e di misura, come rilevato nella serie cronologica della temperatura del terreno naturale. A parte l'inizio delle osservazioni avvenuto il 27 gennaio 1965, con delle interruzioni nel 1966 per 3 mesi consecutivi, agosto a ottobre nel 1967, la continuità della serie è quasi completa. I casi disponibili giornalieri per tutti gli strati, sono 14360 comprendenti la massima e la minima.

Considerando pure le misure dell'aria a 10 e 100 cm, il totale delle misurazioni è di 17950. Il numero mensile di osservazioni disponibili per ogni strato è riportato qui sotto. Le densità riferite danno una possibile valutazione del materiale statistico impiegato, e fissano i limiti di validità dell'elaborazione.

Riportiamo solo i casi delle massime, in quanto le minime danno dei risultati identici per ogni singolo strato (tabella III) con un totale (1965 a 1967) di 898 casi per strato di massima.

Sono state riportate le temperature massime, nella tabella I, i valori cioè di media ponderata del terreno misto granulare per ogni mese e media annua, come pure la temperatura dell'aria a 100 cm dal suolo.

Nella tabella II abbiamo le stesse caratteristiche riferite alla geotemperatura minima ed inoltre nel grafico figura 1 sono stati riprodotti i valori mediati di massima e minima di ogni strato, cosicché si ha indicativamente la temperatura media. Occorre osservare che la ripartizione dei

Tabella III

Mese	Giorni con osservazioni	Mese	Giorni con osservazioni
Gennaio	67	Luglio	82
Febbraio	84	Agosto	62
Marzo	93	Settembre	50
Aprile	75	Ottobre	62
Maggio	84	Novembre	77
Giugno	70	Dicembre	92

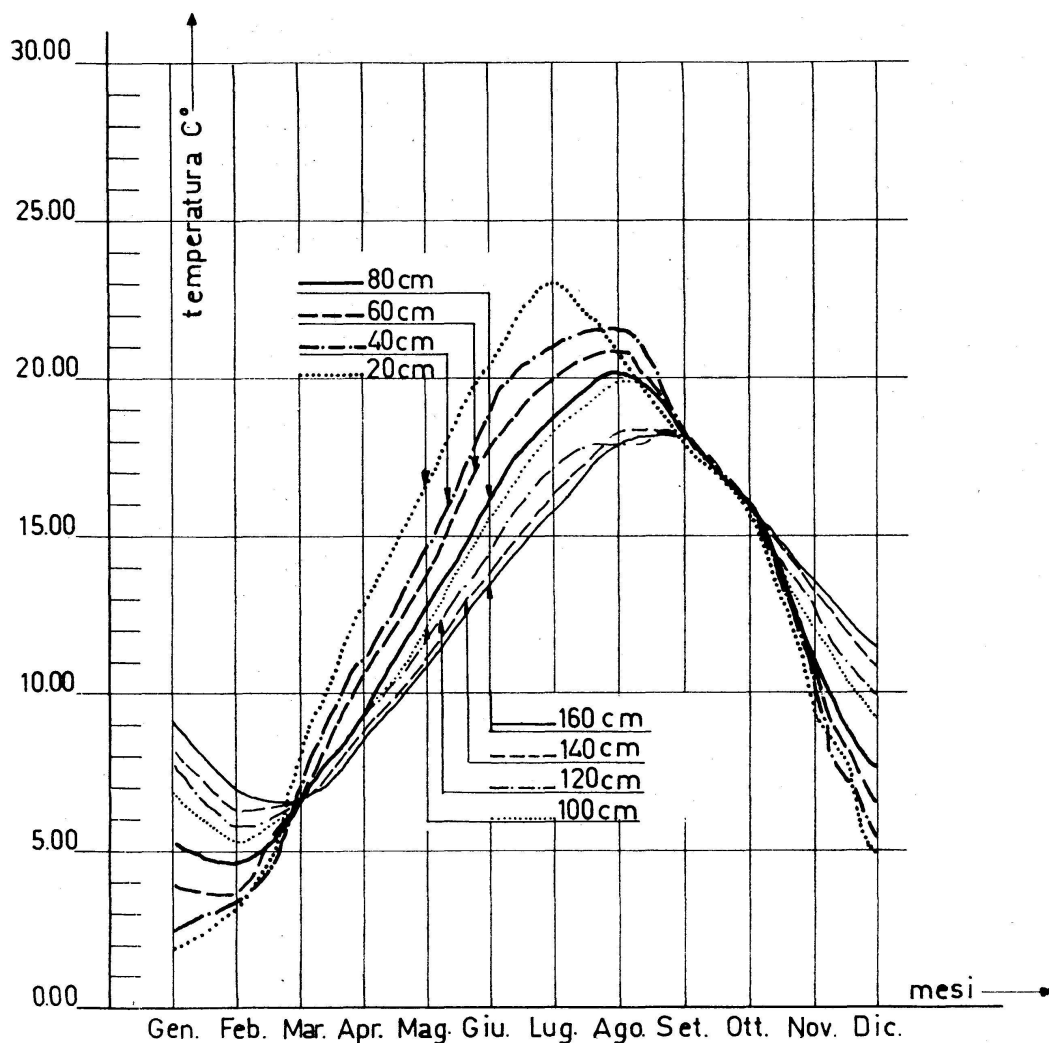


Figura 1

Valori medi mensili di *massima e minima* della temperatura nel misto granulare, degli strati da 20 a 160 cm a Bellinzona. Osservazioni dal 1965 al 1967 (3 anni), in °C

valori di temperatura giornaliera non è completamente gaussiana e quindi la media ponderata della massima e della minima non corrisponde esattamente al valore medio, ma press'a poco, essendo la differenza tra la moda e la norma non accentuata. Dagli andamenti cronologici riportati si osserva una diminuzione dell'escursione ad ogni strato, specialmente alla profondità di 60 cm nei mesi da luglio a settembre, come del resto nel terreno naturale. Le isoterme per le massime e per le minime per ogni singolo anno sono state costruite mediando i valori ogni 5 giorni, esse mettono in evidenza chiaramente le inversioni di marzo-aprile e di settembre, infatti collima con ciò che si riscontra nella figura 1 alla quale si rimanda. Nella stessa si notano andamenti delle diverse curve termiche molto regolari, forse dovuti alla densità uguale del terreno e alla stratifi-

Tabella I

Medie mensili e annuali della geotemperatura *massima* degli strati da 20 a 160 cm nel *misto granulare* a Bellinzona. Temperatura media mensile della massima dell'aria $T^{\circ}\text{C}$ a 100 cm dal suolo. In $^{\circ}\text{C}$. Osservazioni dal 1965 al 1967 (3 anni)

Prof. in cm	Gen.	Feb.	Mar.	Apr.	Mag.	Giu.	Lug.	Ag.	Set.	Ott.	Nov.	Dic.	Media annua
20	2,7	6,2	12,6	17,8	22,3	27,2	28,5	25,2	22,2	21,7	14,7	9,5	17,1
40	3,7	4,2	8,5	12,7	18,5	23,4	24,2	23,8	19,9	18,4	11,3	7,1	14,1
60	5,6	4,5	7,4	11,3	16,5	20,8	22,1	23,0	19,4	18,0	12,0	8,5	13,5
80	7,2	5,4	7,2	10,5	15,7	19,7	20,6	22,0	19,3	18,1	12,4	9,5	13,4
100	8,9	6,1	7,2	10,2	15,1	18,4	19,7	21,4	19,1	17,9	13,3	11,0	13,5
120	9,7	6,6	7,2	9,9	14,0	17,1	18,7	20,8	18,8	17,4	13,5	11,2	13,3
140	10,7	7,2	7,2	9,6	13,6	16,6	17,7	19,8	18,4	17,2	14,0	12,4	13,3
160	11,3	7,9	7,6	9,5	13,2	15,9	17,1	19,6	18,4	17,2	14,4	12,9	13,3
$T^{\circ}\text{C}$	7,1	11,7	15,8	20,7	22,3	29,3	29,9	27,7	24,1	23,4	13,2	10,4	19,3

Tabella II

Medie mensili e annuali della geotemperatura *minima* degli strati da 20 a 160 cm nel *misto granulare* a Bellinzona. Temperatura media mensile della minima dell'aria $T^{\circ}\text{C}$ a 100 cm dal suolo. In $^{\circ}\text{C}$. Osservazioni dal 1965 al 1967 (3 anni)

Prof. in cm	Gen.	Feb.	Mar.	Apr.	Mag.	Giu.	Lug.	Ag.	Set.	Ott.	Nov.	Dic.	Media annua
20	0,1	—0,02	3,5	7,7	11,1	14,0	17,4	18,7	14,0	10,7	4,6	0,3	7,7
40	1,3	2,2	5,5	9,6	10,2	15,4	17,8	19,4	16,9	13,4	8,0	3,3	9,7
60	2,2	2,7	5,4	9,5	10,2	14,9	17,6	18,8	17,2	13,8	8,9	4,5	9,9
80	3,2	3,3	5,3	8,9	9,2	13,0	16,5	18,7	17,4	14,3	9,6	5,4	9,8
100	4,9	4,4	5,5	8,4	9,1	12,5	16,1	18,4	17,9	14,6	11,1	7,4	10,3
120	5,7	5,0	5,4	8,0	8,7	11,9	15,7	14,7	17,9	14,7	11,5	8,5	10,2
140	6,4	5,2	5,5	7,8	8,6	11,5	15,1	17,0	17,8	14,6	12,1	9,1	11,5
160	6,9	5,9	5,8	7,7	8,5	11,2	14,9	16,8	17,5	14,8	12,7	9,6	10,6
$T^{\circ}\text{C}$	—5,8	0,4	1,4	4,8	7,8	12,1	13,2	15,3	9,3	4,3	—1,6	—4,5	3,8

cazione uniforme. La capillarità e permeabilità del terreno favoriscono durante i periodi di pioggia una penetrazione dell'umidità alle diverse profondità e quindi una più uniforme ripartizione termica negli strati.

Risulta pure che la media annua della geotemperatura ai singoli strati del misto granulare, per rapporto al terreno naturale, essere:

- per la massima superiore di 1°C fino alla profondità di 60 cm e di $0,5^{\circ}\text{C}$ agli strati più profondi
- per la minima di 1°C fino a 40 cm e di $0,4^{\circ}\text{C}$ ca. agli strati inferiori; quest'ultimo valore è da considerare medio fino alla profondità misurata

La determinazione del coefficiente termometrico e di diffusività ossia il coefficiente termometrico di conducibilità termica, calcolato coll'esame di tutto il materiale, s'impone.

I valori di gelo. Vieni solo esaminato, per ragioni di continuità, l'inverno 1965–1966.

Per periodo di gelo s'intende il primo giorno dell'inverno e l'ultimo giorno dell'inverno in cui sia notata una temperatura di 0°C al determinato strato; esso corrisponde appunto a quello riscontrato nel terreno naturale, ossia 157 giorni con inizio 24 ottobre 1965 e termine 29 marzo 1966.

La densità dei casi di gelo riscontrata ad ogni strato per i singoli mesi per tutto l'intervallo tenendo calcolo dell'inomogeneità (specialmente per il mese di gennaio) è la seguente (tabella IV).

Tabella IV

Mese	20 cm	Strato 40 cm		60 cm	Totale
Gennaio	17	28	19	1	65
Febbraio	27	25	4		56
Marzo	3				3
Novembre	1				1
Dicembre	49	17			66
Altri mesi	0				0
Totale	97	70	23	1	191

A titolo di conclusione possiamo notare che:

- le medie annue della temperatura massima dai 40 ai 60 cm di profondità si stabiliscono su $13,3$ – $13,5^{\circ}\text{C}$ (tabella I) e per la minima (tabella II) si osservano delle differenze maggiori $9,9$ – $11,5^{\circ}\text{C}$, non uniformi con la profondità
- l'escursione tra la media annua della massima e della minima è (differenza tra tabella I e tabella II):

Profondità	Misto granulare
Fino a 20 cm	9,4 °C
Fino a 40 cm	4,4 °C
Fino a 60 cm	3,6 °C
Fino a 80 cm	3,6 °C
Fino a 100 cm	3,2 °C

agli strati più profondi si stabilisce ca. sui 3,0 °C

- la differenza con quanto riferito sul terreno naturale risulta essere maggiore nel misto granulare di 2 °C a 20 cm e di 0,4 °C agli strati più profondi
- la profondità di gelo risultante a Bellinzona nel misto granulare è più significativa che non nel terreno naturale. Infatti risultano 191 casi con gelo alla profondità di almeno 20 cm, mentre nel terreno naturale ne furono registrati il 16% di meno e considerando la tabella III la percentuale potrebbe essere ridotta al 10%.

BIBLIOGRAFIA

1. BONJOUR, J.: Détermination de la profondeur du froid dans les chaussées. La route et la circulation routière, n° 1 (1963). Imprimerie Vogt-Schild SA, Soleure.
2. BOSSOLASCO, M.: La temperatura del terreno sabbioso a Mogadiscio. Boll.Soc.ital. Geofis.Meteorol. XIX: 3-4, 81-89 (1970).
3. AMBROSETTI, F.: Confronti sulle condizioni del gelo a sud delle Alpi. Osservatorio ticinese dell'ISM climatologia, Rapporti dell'Istituto Svizzero di Meteorologia, Zurigo, dicembre 1970.
4. RIMA, A.: Contributo allo studio della temperatura nel Cantone Ticino. Riv.tecn. Svizzera ital. 2/3/4 (1960), pag. 21, fig. 33, tab. 3.
5. RIMA, A.: Temperatura massima e minima del terreno naturale, fino alla profondità di 1,60 m, a Bellinzona nel 1965. Rapporto di lavoro n° 1, aprile 1971, ciclostilato - pag. 15, fig. 5, tab. 5.
6. RIMA, A.: Geotemperatura minima e massima a Bellinzona 1965-1967. Verh. Schweiz.Naturforsch.Ges. 151: 142-146 (1971), pag. 4, fig. 1, tab. 4.

14. H.U. DÜTSCH (Laboratorium für Atmosphärenphysik, ETH Zürich): *Diskussion der sechsjährigen Beobachtungsreihe der vertikalen Ozonverteilung über der Schweiz*

1. Versuch einer Extrapolation auf langjährige klimatologische Mittelwerte

Seit November 1966 werden in der Schweiz regelmässig – im allgemeinen dreimal pro Woche – Sondierungen der vertikalen Ozonverteilung mit dem elektrochemischen Instrument Brewer-Mast durchgeführt – bis Juli 1968 in Thalwil und seither durch die Aerologische Station in Payerne. Die Gesamtzahl der Aufstiege, die sich ziemlich gleichmässig auf die einzelnen Kalendermonate verteilen, übersteigt nun 700. Obschon eine sechsjährige Reihe zur Festlegung einer gesicherten Klimatologie des atmo-

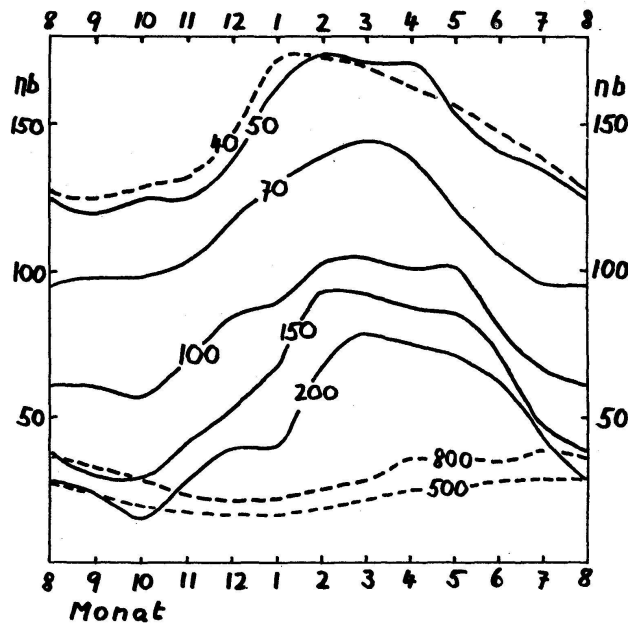


Abbildung 1

Jahresgang der Ozonkonzentration in verschiedenen Niveaus (Druck in mb eingezeichnet); aus sechsjähriger Messreihe auf langjähriges Mittel extrapoliert (Partialdruck in nb)

sphärischen Ozongehalts über unserem Lande sicher nicht ausreicht, kann man versuchen, ein langjähriges Mittel dadurch anzunähern, dass die der Beobachtungsreihe zugehörigen monatlichen Gesamtozonmittel (mit dem Dobson-Spektrophotometer des Lichtklimatischen Observatoriums in Arosa gemessen) mit den entsprechenden dreissigjährigen Durchschnittswerten verglichen werden. Unter Benutzung der beobachteten Korrelation zwischen Gesamtozon und Ozongehalt in einzelnen Niveaus kann man aus den sechsjährigen Mitteln des Jahresgangs der vertikalen Ozonverteilung eine Extrapolation auf einen «klimatologischen» Durchschnittswert der jahreszeitlichen Variationen durchführen mit Hilfe der Formel

$$\bar{p}_3(i, j) = p_3(i, j) \cdot \left(1 - \frac{\Delta x_i}{x_i} \cdot R_i \cdot c_j\right)$$

wobei i den Monat und j das betrachtete Niveau angibt. p_3 bedeutet den sechsjährigen, \bar{p}_3 den klimatologischen Durchschnittswert des Ozonpartialdruckes, $\Delta x_i/x_i$ die relative Differenz zwischen beobachtetem und langjährigem Gesamtozonwert im Monat i , c_j den Korrelationskoeffizienten im Niveau j , während R_i ein Normierungsfaktor ist, durch dessen Verwendung die durch Integration über \bar{p}_3 berechneten Gesamtozonwerte mit denen der langjährigen Reihe zur Übereinstimmung gebracht werden. Durch Anwendung dieses Verfahrens werden tatsächlich einige Unregelmässigkeiten im jahreszeitlichen Gang der Ozonkonzentration in den ver-

schiedenen Niveaus zum Verschwinden gebracht; einige wenige, schwächer ausgeprägte Buckel erscheinen allerdings neu (vor allem im Bereich des 50-mb-Niveaus, siehe Abb. 1), was eine gewisse Überkorrektur andeutet.

2. Diskussion des «klimatologischen» Jahresganges

Eine der auffallendsten Erscheinungen im Jahresgang der atmosphärischen Ozonkonzentration ist der rapide, auf ungefähr 2 Monate im Frühwinter zusammengedrückte Anstieg im Bereich des Ozonmaximums etwa zwischen 35- und 50-mb-Niveau (Abb. 1). Die Annahme drängt sich auf, dass der im Winter aus der tropischen Stratosphäre polwärts gerichtete Ozonstrom in unseren Breiten primär in dieses Niveau gerichtet ist und dass er mit dem in die Stratosphäre sich erstreckenden Teil der winterhemisphärischen Hadley-Zelle (welche die sommerliche fast um einen Faktor 10 an Intensität übertrifft) verknüpft ist.

In der unteren Stratosphäre (zwischen 100 und 200 mb) beginnt der Anstieg früher (etwa in der zweiten Oktoberhälfte) und dauert bis zum Ende des Winters an. Ob der um die Jahreswende angezeigte Unterbruch in der winterlichen Ozonzunahme in diesem Niveau reell ist oder nur eine durch Ungenügen des verwendeten Extrapolationsverfahrens zurückbleibende Unregelmässigkeit darstellt, d. h. durch die spezifische Zirkulation in den letzten 6 Jahren bedingt ist, lässt sich noch nicht mit Sicherheit sagen. Man kann immerhin das beobachtete Verhalten folgendermassen

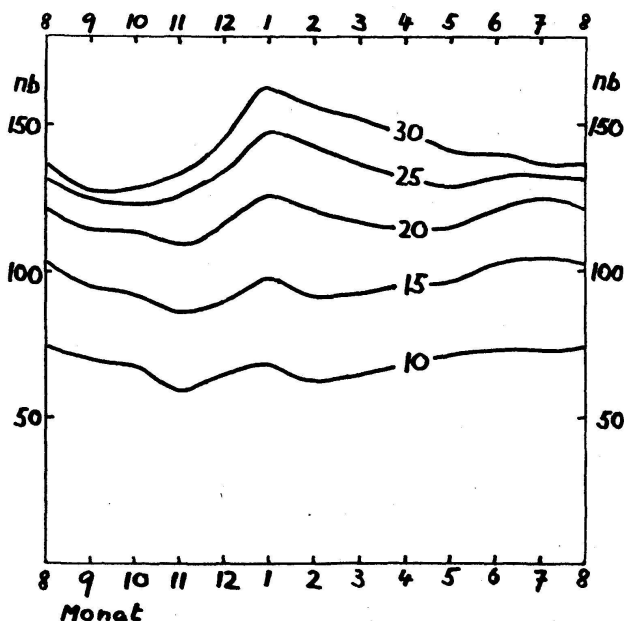


Abbildung 2

Jahresgang der Ozonkonzentration in verschiedenen Niveaus (Druck in mb eingezeichnet); aus sechsjähriger Messreihe auf langjähriges Mittel extrapoliert

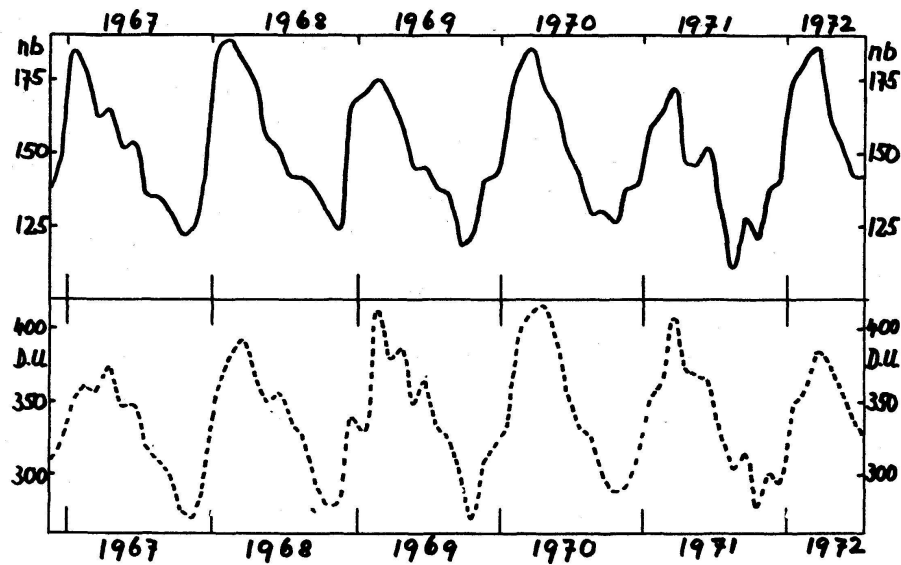


Abbildung 3

Gang der Ozonkonzentration in 40-mb-Niveau (—) und des Gesamt ozons (----) von November 1966 bis Juli 1972

deuten: Der im Herbst einsetzende Anstieg ist durch einen aus dem Polar-gebiet, wo der Ozongehalt in diesem Niveau auch im Sommer verhältnis-mässig hoch bleibt, nach Süden gerichteten, durch meridionalen Gross-austausch erzeugten Ozonstrom bedingt, welcher mit der in dieser Jahres-zeit äquatorwärts erfolgenden Verschiebung der Grenze zwischen Polar-luft und Tropikluft in Gang kommt. Der Unterbruch im Anstieg könnte durch eine Herabsetzung des Grossaustausch-Transportes infolge der um die Jahreswende vorherrschenden Zonalität der Strömung bedingt sein. Ob der Hauptanstieg im Spätwinter durch erneut verstärkten Meridional-austausch aus einem Reservoir in hohen Breiten erfolgt, das inzwischen durch den in grösserer Höhe längs polwärts geneigten Flächen erfolgten Ozonfluss gespeist worden ist, oder – wie durch die Phasenverschiebung angedeutet sein könnte – durch vertikalen Austausch aus dem Bereich des darüberliegenden Ozonmaximums zustande kommt, muss ebenfalls durch weitere Untersuchungen abgeklärt werden.

Während der Abfall des Ozongehalts im Bereich der Maximalschicht schon am Ende des Winters einsetzt, bleibt der Rückgang in der unteren Stratosphäre bis gegen Ende des Frühjahrs gering, worauf der Abfall zum Minimum im Spätsommer und Herbst ausserordentlich rapid vor sich geht. Wenn man annimmt, dass ein Abtransport im wesentlichen vertikal, d. h. nach unten in die Troposphäre erfolgt, so entspricht dies einer boden-nahen Zerstörung von $1-2 \cdot 10^{11}$ Molekülen/cm² · sec, je nachdem, von welcher Höhe an eine bei höherem Sonnenstand spürbar werdende photo-chemische Zerstörung des durch die winterliche Zirkulation eingehäuften Überschussozons einen wesentlichen Beitrag an den beobachteten Rück-

gang leistet. Diese Grenze hängt von einigen noch ungewissen Parametern der photochemischen Theorie ab.

Oberhalb von 30 mb (Abb. 2) tritt ein sekundäres Ozonmaximum im Sommer in Erscheinung, das in der mittleren Stratosphäre (etwa ab 20 mb) zum Hauptmaximum wird. Während der Anstieg im Winter auch in diesem Niveau eindeutig durch Ozonverfrachtung erfolgt (und von Winter zu Winter ziemlich verschieden ausfällt), ist das sommerliche Maximum durch photochemische Vorgänge bedingt.

3. Jahr-zu-Jahr-Schwankungen des Ozongehalts

In den Grundzügen erfolgen die im vorhergehenden Abschnitt geschilderten saisonmässigen Schwankungen in den sechs Jahren in recht ähnlicher Weise. Dennoch lassen sich einige Unterschiede feststellen, denen

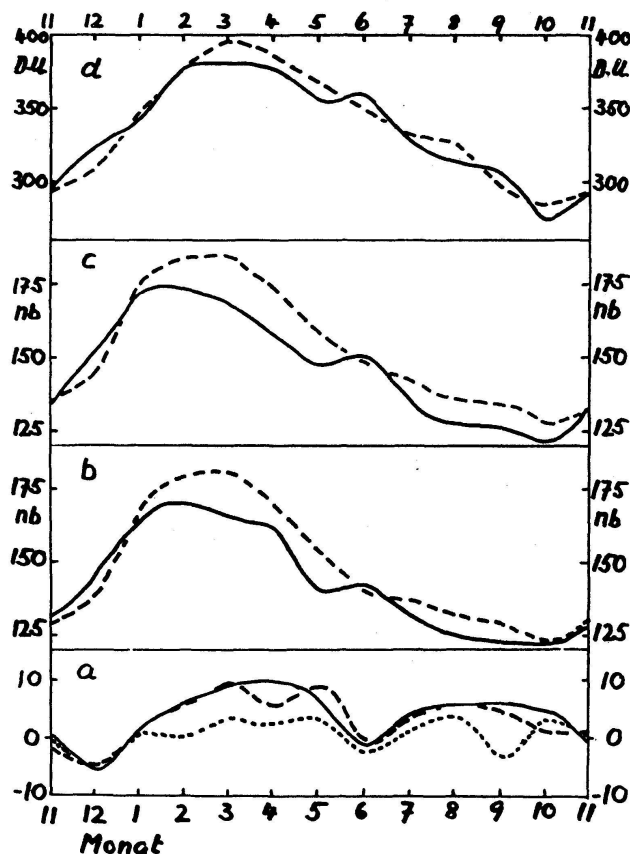


Abbildung 4

- a) Relative Differenz (in Prozenten) zwischen der Ozonkonzentration in geraden und ungeraden Jahren (Mittel 1968 + 1970 + 1972 minus Mittel 1967 + 1969 + 1971).
 — 40-mb-Niveau, ---- Schicht 4 (31,2–62,5 mb), Gesamtzone
- b) Jahreszeitlicher Verlauf der Ozonkonzentration in der Schicht 4 in ungeraden (—) und geraden Jahren (----)
- c) und d) Entsprechende Darstellung wie b) für das 40-mb-Niveau und das Gesamtzone

allgemeinere Bedeutung zukommen könnte. Das im Niveau zwischen 40 und 50 mb erreichte Maximum weist im untersuchten Zeitabschnitt einen deutlichen zweijährigen Rhythmus auf, der aber im Gange des Gesamt-ozons nicht mehr zum Ausdruck kommt (Abb. 3), da er von 30 mb aufwärts sowie vor allem in der unteren Stratosphäre, wo die stärksten Differenzen von Jahr zu Jahr auftreten, nicht mehr vorhanden ist. Es ist nahelegend, den zweijährigen Rhythmus – der in den geraden Jahren (1968, 1970 und 1972) offenbar vor allem einen verstärkten winterlichen Ozonanstieg zu einem höheren und dann durch einige Monate überhöht bleibenden Niveau brachte (Abb. 4) – mit der sogenannten 26monatigen Schwankung der Zirkulation in der tropischen Stratosphäre in Zusammenhang zu bringen. Aus der Theorie, die R. REED [1] zur kohärenten Beschreibung des Phänomens aufgestellt hat, ergibt sich mit zweijähriger Periode eine Verstärkung und Schwächung des stratosphärischen Astes der Hadley-Zelle, der wie erwähnt wesentlich für den normalen winterlichen Ozonanstieg im Niveau des Maximums verantwortlich zu sein scheint. Mit der von REED angegebenen Intensität der überlagerten Zirkulation kann auch quantitativ gerade der zwischen 5 und 10% liegende Unterschied in den erreichten Höchstwerten (Abb. 4) erklärt werden. Die Beziehung zwischen der beobachteten Ozonschwankung und der Oszillation der tropischen stratosphärischen Zirkulation entsprach in der Beobachtungszeit dieser Theorie. Die über der Schweiz festgestellte Ozonvariation im Bereiche des Maximums sollte dementsprechend eine hemisphärische bzw. (mit halbjähriger Verschiebung) weltweite Erscheinung sein.

Im Gegensatz dazu stehen die stärkeren – aber unregelmässigen – Fluktuationen des Ozongehalts in der unteren Stratosphäre, welche überwiegend den Gang des Gesamt-ozons bedingen, im Zusammenhang mit den troposphärisch gesteuerten Schwankungen der allgemeinen Zirkulation, die sich regional (d. h. in Gebieten von einigen 1000 km Durchmesser) verschieden auf den Ozonhaushalt auswirken. In bezug auf den Gesamt-ozongehalt kann sich daher die Oszillation in der tropischen stratosphärischen Zirkulation nur im hemisphärischen Mittel auswirken, wobei eine Nachprüfung dieses Effekts infolge des unregelmässigen weltweiten Beobachtungsnetzes recht schwierig ist.

Es ist wesentlich, dass die hier zur Erklärung sowohl der langjährigen Mittelwerte (bzw. ihres jahreszeitlichen Ganges) wie auch der Jahr-zu-Jahr-Schwankungen aufgestellten Hypothesen aus einer weiter fortgesetzten Messreihe überprüft werden können. Eine gesicherte Erklärung verlangt aber zusätzlich ähnliche Messreihen in verschiedenen Breiten, womöglich in Abständen, die 10° nicht überschreiten.

LITERATUR

1. REED, R.J.: The present status of the 26-month oscillation. Bull.Amer.meteor.Soc. 46: 374 (1965).

15. K. LENGGENHAGER (Bern): *Zur Erklärung der langen und schmalen Lichtreflexstreifen auf ruhigen Gewässern*

Anlässlich von Studien über die sogenannte Lichtsäule bei sonnigem Kaltwetter ist mir aufgefallen, dass viele Autoren sich des Vergleichs mit den langen und schmalen Sonnenreflexstreifen in ruhigen Gewässern bei tieferem Sonnenstande bedienen. STUCHTEY hat aber dann darauf hingewiesen, dass eigentlich niemand eine Erklärung für letztere gegeben habe. MEYER bedient sich später auf S. 139 seines Buches über «Die Haloerscheinungen» bei der Besprechung der Lichtsäulen einer durch GALLE 1840 gegebenen Erklärung der langen und schmalen «Lichtstrassen» auf ruhigen Gewässern und deren Vergleich mit den langen und schmalen Lichtsäulen. In dieser Originalarbeit steht jedoch auf S. 257 nur der folgende, einzige Satz: «Auf dieselbe Weise wie die Lichtsäulen erklären sich die langen Lichtstreifen auf schwach bewegten Gewässern, wenn sie von Sonne oder Mond beschienen werden.»

Tatsächlich ist es aber zunächst schwer verständlich, warum lange und doch gelegentlich nicht breitere Hellstreifen als dem Sonnendurchmesser oder einer hellen Lampe entsprechend gesehen werden können (siehe Abb. 1).

Rotieren um die senkrechte Achse eines zur horizontalen Ebene leicht geneigten und durch steilen Lichteinfall beschienenen Spiegelchens lässt zwar das Spiegelbild auf senkrecht zum Lichteinfall stehendem Auffangschirm in gut doppelter Höhe verglichen zur Breite ausschlagen. Bei stär-

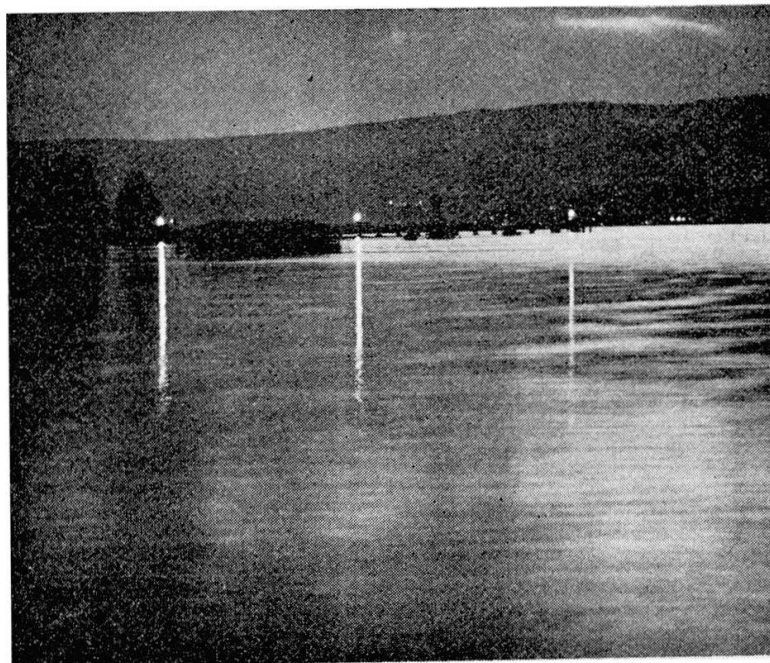


Abbildung 1

Lange und ganz schmale Lichtreflexstreifen im See durch Hafenlaternen

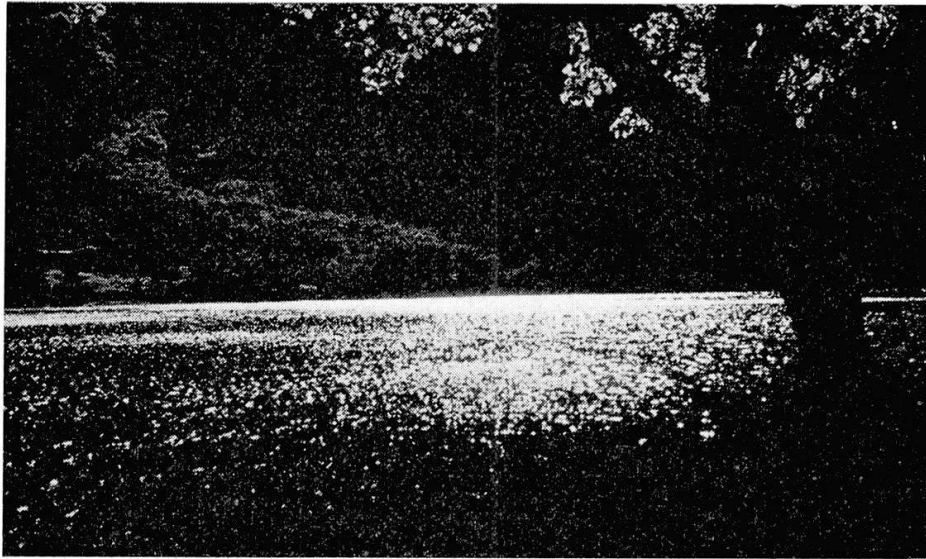


Abbildung 2

Diffuse Sonnenreflexe bei kurzen und kleinen «Spitzwellen»

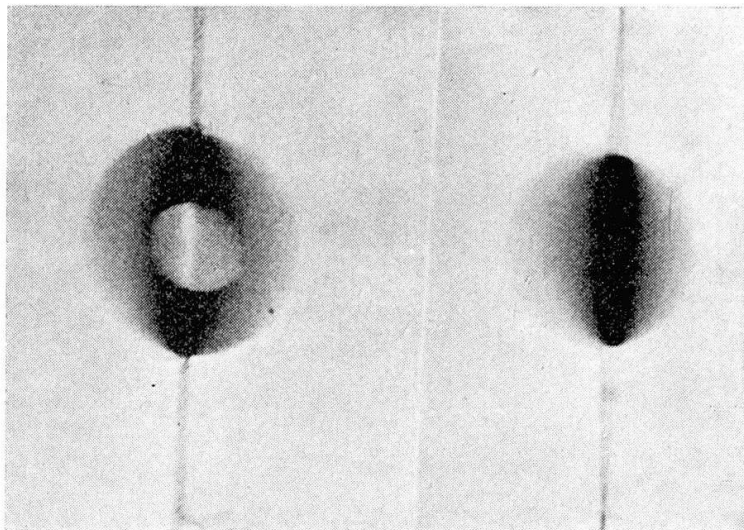


Abbildung 3

Links ein durchlochstes, rechts ein kompaktes, 2–3 mm dickes Kartonscheibchen bei rascher Drehung um eine senkrechte Achse (links = Zentrum hell, rechts = dunkel)

ker welliger Wasseroberfläche können jedoch selbst bei hohem Sonnenstande sehr breitflächige Reflexionsbezirke (selbst noch bei tieferem Sonnenstande) entstehen (siehe Abb. 2).

Umgekehrt kann auf völlig windgeschützten Tümpeln, besonders aber auf einer windgeschützten Wasser- oder Öloberfläche in einem Gefäß ein ideal rundes Sonnenspiegelbild gesehen werden, selbst bei sehr tiefem Sonnenstande.

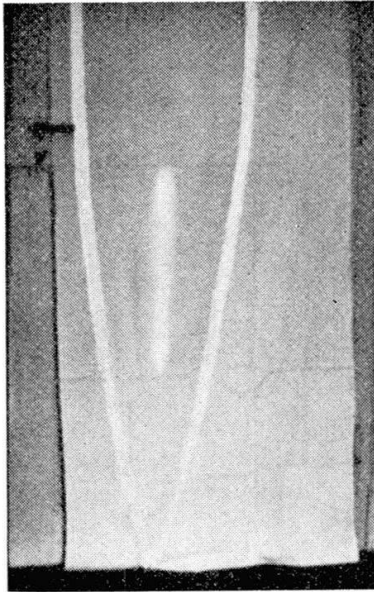


Abbildung 4

Ein um rund $3-4^\circ$ zur Horizontalen geneigtes Spiegelchen bedingt bei Rotation um eine vertikale Achse bei flachem Lichteinfall auf dem Schirm eine senkrechte Gerade, das doppelt so stark geneigte Spiegelglasstücklein die obere Hälfte einer Lemniskate

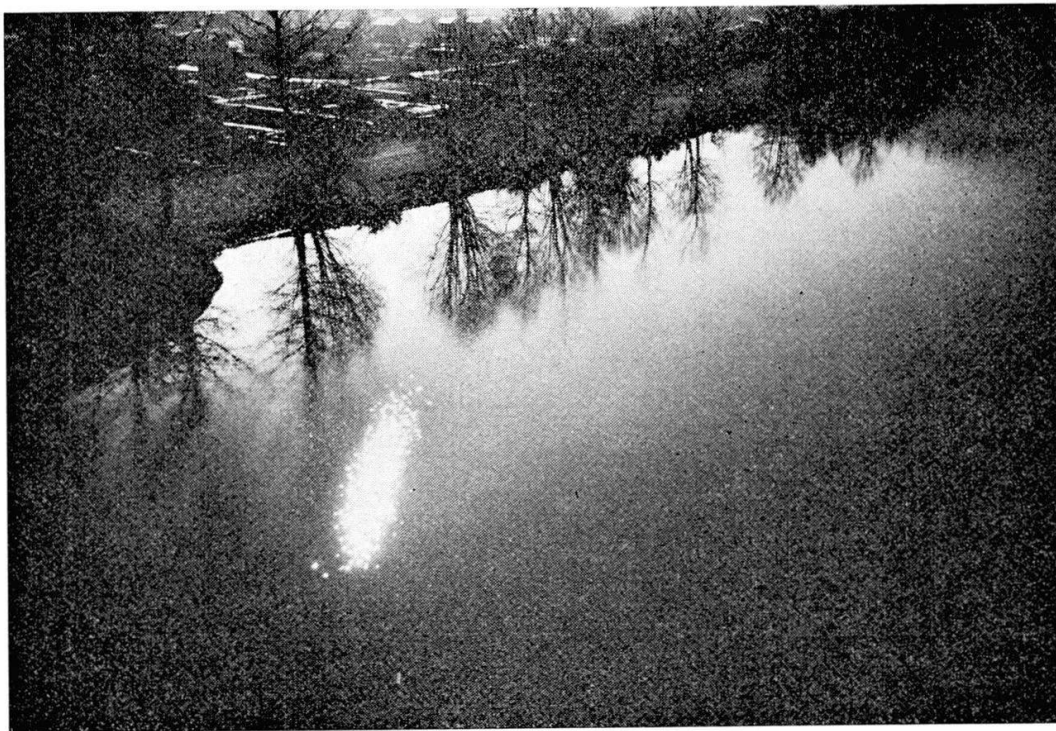


Abbildung 5

Schräger, wellenbedingter Lichtreflexstreifen

Zur Erklärung

1. Nach zahlreichen Eigenbeobachtungen sind es einmal die ganz flachen, langen «Rundwellen» (im Gegensatz zu den gekräuselten Kleinwellen oder gar Spitzwellen), welche für die schlanken Lichtstreifen verantwortlich sind, *weil von jeder flachen Langwelle Strahlen in der Sonneneinfallrichtung in unser Auge gelangen können.*

2. Im Gegensatz hierzu reflektieren die seitlich abfallenden Wellenpartien, da nicht mehr geradlinig, sondern gebogen verlaufend, das Licht *divergierend* und daher für unser Auge lichtschwächer.

In gleicher Weise reflektiert ein gerader Glas- oder polierter Metallstab das Sonnenlicht in sehr viel stärkerem Grade als die Konvexität eines gebogenen Stabes, welche nicht mehr Parallellicht, sondern *divergierendes* Licht reflektiert.

3. Dazu kommt noch der Umstand, dass die seitlich abfallenden Partien der Langwellen durchaus ungeordnet, weil nur zufällig in der Blicklinie liegend, ihr schwaches, divergierendes Licht in unser Auge werfen, ohne den additiven Effekt aller im Sonnenvertikal getroffenen Langwellen. Ein gewisses Analogon dazu ergibt sich in der grossen Lichtstärke der durch einen fernen Planspiegel reflektierten Sonnenstrahlen im Gegensatz zum schwachen Reflexlicht eines flächenmässig gleich grossen Konkavspiegels gleicher Lokalisation.

4. Nach einem durch EVERLING gefundenen Gesetz reflektieren selbst rauhere, horizontale Oberflächen auffallendes Licht vornehmlich in der Einfallrichtung, so dass längsovale Lichteefekte entstehen. Auch hier addieren sich die Lichtreflexionsstellen in der Lichteinfallrichtung für unser Auge. Eine gewisse Analogie hierzu ergibt sich auch nach eigener, oft gemachter Beobachtung: Auf regenfeuchte, nächtliche Asphaltstrassen durch kräftige Lampen projizierte Lichtstreifen (z.B. eines Zaunes) können nur in einem recht kleinen Blickwinkel wahrgenommen werden. Bei leicht seitlicher Verschiebung des Beschauers verschwinden sie sofort und machen neuen Licht- und Schattenwürfen Platz. Wiederum handelt es sich um den in der Lichtquellenrichtung additiven Effekt.

Ein weiteres Analogon könnte man in folgendem sehen: Lässt man ein rundes Kartonscheibchen von etwa 5 cm Durchmesser und 2–3 mm Dicke mit zentralem Loch von etwa 2 cm Durchmesser um eine senkrechte Achse gegen einen hellen Hintergrund rotieren, so erblickt man ein schmales, helles, zentrales, vertikales Lichtband im Halbhellfeld, bedingt durch den an dieser Stelle zeitlich am längsten anhaltenden Lichteefekt. Hierbei wird der an dieser Stelle während der kurzen Dauer der Minimalprojektion bestehende, schmale Längsschatten nicht nur weggeleuchtet, sondern sogar durch einen deutlich helleren Längsstrich gekennzeichnet (siehe Abb. 3).

5. Noch ein weiteres Gesetz spielt für die schmalen und langen «Lichtstrassen» bei tiefem Sonnenstande eine Rolle. Lässt man das schon beschriebene, *leicht* zur Horizontalebene geneigte Spiegelchen um seine Vertikalachse bei zunehmend flacherem Sonneneinfall rotieren, so ent-

steht auf einem senkrechten Auffangschirm ein progressiv schmaler werdender ellipsoider Lichtbogen, welcher zuletzt nur noch eine kurze, vertikale, schmale «Lichtsäule» bedingt (siehe Abb. 4). Die mathematische Form dieses einer geometrischen Funktion entsprechenden Gesetzes habe ich Herrn P. WILD vom Astronomischen Institut der Universität Bern übergeben.

6. Natürlich spielt die *Richtung* langer Flachwellen auch eine Rolle für die Entstehung schmaler Lichtreflexstreifen. Verlaufen diese Langwellen z. B. parallel zum Lichteinfall, so sieht man selbst bei tieferem Sonnenstande einen breiten Lichtreflexstreifen. Ganz ähnlich sieht man auch den schmalen Kerzenlichtreflex auf einem parallelfaserigen Brett sich sofort verbreitern, wenn der Faserlauf parallel zum flacheren Lichteinfall eingestellt wird.

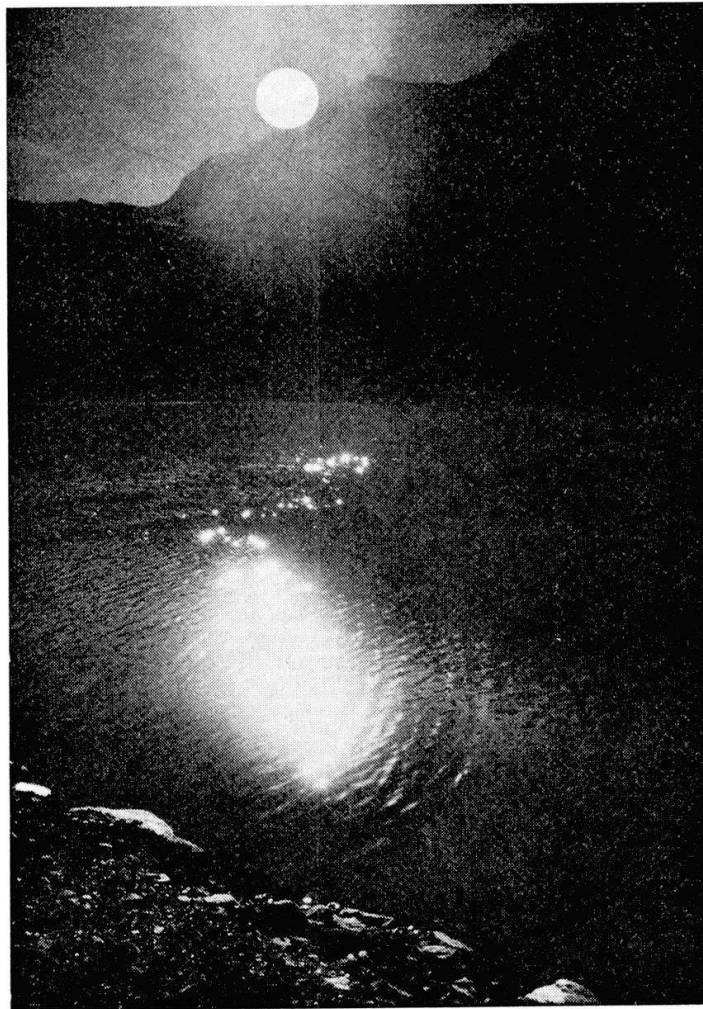


Abbildung 6

Schräger Lichtreflexstreifen bei schrägem Wellenverlauf. Die Sonne ist durch eine weisse Scheibe gekennzeichnet



Abbildung 7

Ufernahe Abweichung des Lichtreflexstreifens nach rechts, am nassen Sandstrand nach links

7. Für die entwickelte Ansicht sprechen auch die gelegentlich gemachten Beobachtungen von schrägen, breiteren und schmäleren Lichtreflexstreifen auf Seen, wenn die Wellen in einem schiefen Winkel zum Sonneneinfall erfolgen (siehe Abb. 5 und 6).

Die Abbildung 7 zeigt, dass selbst bei niedrigem Sonnenstande zur Seltenheit eine wellenbedingte Abweichung eines ufernahen Reflexstreifens entstehen kann in Kombination mit einer durch leicht geneigten, nassen Sandstrand bedingten, gegensinnigen Abwinkelung des Reflexstreifens.

Zusammenfassung

Es werden 6 Faktoren beschrieben und experimentell gestützt für die Erklärung der zwar in der Literatur bekannten, jedoch nie erklärten langen und schmalen «Lichtstrassen» auf ruhigen Gewässern bei relativ tiefen Sonnen- oder Mondständen. Beispiele von auch schräg verlaufenden Lichtstrassen werden gegeben.

LITERATUR

- EVERLING, E.: Beobachtungen und Theorie der durch Reflexion erzeugten Lichtsäulen. Verh.phys.Ges.Berlin 15: 1117 (1913).
 GALLE, J.: Über Höfe und Nebensonnen. Ann.Phys.Poggendorf, Reihe XLIX: 241 (1840).
 MEYER, R.: Die Haloerscheinungen. Verlag Henri Grand, Hamburg 1929.
 STUCHTEY, K.: Untersonnen und Lichtsäulen an Sonne und Mond. Ann.Phys. 59: 33 (1913).