

**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:** 149 (1969)

**Vereinsnachrichten:** Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie  
**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:** 12.01.2026

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

### **3. Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie**

Sitzung der Schweizerischen Gesellschaft für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Samstag und Sonntag, 4. und 5. Oktober 1969

*Präsident:* Prof. Dr. M. DE QUERVAIN, Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, 7260 Weissfluhjoch/Davos

*Sekretär:* Dr. H. W. COURVOISIER, Krähbühlstrasse 58, 8044 Zürich

#### **1. B. FEDERER (SLF, Davos) und A. WYTTEBACH (EIR, Würenlingen) – *Untersuchung des Aerosol-Gehaltes von Grönlandfirn zwischen etwa 1880 und 1968***

In dieser Arbeit wird ein Vergleich gemacht zwischen den Sulfat- und Meersalzkomponenten im Grönlandschnee, der zwischen 1880 und 1968 abgelagert wurde. Da bei der Station Jarl Josef ( $71^{\circ}21'N$ ,  $33^{\circ}28'W$ , 2870 m ü. M.) jeglicher Schmelzvorgang fehlt, werden die durch die Niederschläge ausgewaschenen Aerosole in einzigartiger Weise konserviert.

Seit 1880 stieg der globale Brennstoffverbrauch um einen Faktor 10, so dass der Anteil des industriellen Schwefels am totalen atmosphärischen Schwefelumsatz von 2% im Jahre 1880 auf mindestens 18% im Jahre 1968 zugenommen hat. Es soll also durch eine absolute Messung des Schwefel- und Meersalzgehaltes untersucht werden, ob auch im Grönlandschnee eine solche Zunahme festzustellen ist, ob also die Aufenthaltszeit des S in der Atmosphäre lang genug ist, damit er polare Gebiete erreichen kann.

Die Proben wurden aus den Wänden eines 40 m tiefen Schachtes herausgesägt, provisorisch gereinigt und in fester Form nach Europa transportiert. Nach weiterer sorgfältiger Reinigung wurden die Proben geschmolzen und in flüssiger Form während 80 min im *Saphir*-Reaktor bestrahlt. Durch Aufnahme des  $\gamma$ -Spektrums wurden  $^{24}\text{Na}$ ,  $^{38}\text{Cl}$  und  $^{56}\text{Mn}$  identifiziert. Bevor das  $\beta$ -Spektrum zur Identifikation von  $^{32}\text{S}$  aufgenommen wurde, musste der ebenfalls  $\beta$ -strahlende  $^{32}\text{P}$  durch Ionenaustauscher und Fällungen chemisch sauber abgetrennt werden.

Die Vorversuche wurden mit Alpenschnee gemacht, der an unberührten Stellen direkt in Plastiksäcken gesammelt wurde. Dadurch wurde ein Vergleich mit publizierten Daten über die chemische Zusammensetzung von Niederschlägen in Zentraleuropa möglich.

#### *Resultate und Diskussion*

Die Konzentrationen von Na, Cl und  $\text{SO}_4$  im Alpenschnee sind in der Tabelle 1 enthalten.

Die Konzentrationen sind viel geringer als diejenigen, die GEORGII (1965) auf der Zugspitze (2966 m) gemessen hat. Die Sulfatwerte sind

*Tabelle 1*  
Konzentration von Verunreinigungen in Alpenschnee, der in verschiedenen Höhen gesammelt wurde (in  $\mu\text{g/l}$ )

Höhe					Na	Cl	$\text{SO}_4$	$\text{SO}_4/\text{Cl}$
1560 m	Neuschnee	16.2.1969	Advektion von N		17,7	193	720	3,7
2000 m	Altschnee	7.1.–19.2.1969			37,7	271	570	2,1
2400 m	Neuschnee	20.2.1969	Advektion von S		63,5	183	510	2,8
2800 m	Neuschnee	2.3.1969	Palügletscher		24,2	84	420	5

aber vergleichbar mit den Werten, die er in den österreichischen Alpen als Funktion der Höhe erhalten hat. Die Abbildung 1 enthält die Resultate der Analysen der Grönlandproben. Die Variationen der Verunreinigungskonzentration von Probe zu Probe sind sehr gross. Sie haben jedoch kaum eine Korrelation mit den Akkumulationsdaten. Da die Variationen der Akkumulation auch zu entsprechenden Variationen des Sulfatgehaltes führen können, wurde das Verhältnis von  $\text{SO}_4$  zu einer repräsentativen Meersalzkomponente, die als konstant angesehen werden kann, auch in Abbildung 1 eingetragen. Dies zeigt, dass das Verhältnis mit der Zeit eher abnimmt, dass aber auf keinen Fall eine 20prozentige Zunahme stattgefunden hat, welche man erwartet hätte, wenn Industrieschwefel in die polare Atmosphäre gelangen könnte. Dieses Resultat entspricht den Schlussfolgerungen von JUNGE (1963).

Die durchschnittlichen Konzentrationen von Na, Cl und  $\text{SO}_4$  werden in der Tabelle 2 mit andern publizierten Grönlanddaten verglichen.

*Tabelle 2*  
Ionengehalt von Grönlandschnee ( $\mu\text{g/l}$ )

Ort	Autoren	Na	Cl	$\text{SO}_4$	Cl/Na	$\text{SO}_4/\text{Cl}$
Jarl Joset	Diese Arbeit	21,5	65	207	3,0	3,2
Site 2	JUNGE (1963)	30	40	250	1,3	6,8
Site 2	LANGWAY (1962)	97	156	320	1,6	2,1
Camp Century	LANGWAY (1967)	135	568	170	4,2	0,3
Camp Century	RODRIGUEZ (1964)	20	40	100	2,0	2,5
Camp Century	MUROZUMI <i>et al.</i> (1969)	20	39	(4)	2,0	–
				(angenommen)		
Meerwasser					1,8	0,14

Aus Tabelle 2 ersieht man, dass die Verhältnisse Cl/Na und  $\text{SO}_4/\text{Cl}$  viel höher sind als im Meerwasser. Dies wurde in den meisten Untersuchungen von Polarschnee gefunden. Zur Erklärung dieser Überschusskonzentration an Sulfat gibt es wenigstens 3 verschiedene Mechanismen:

1. Schwefeldioxid aus den Industriegegenden könnte in die Arktis transportiert werden. Nach photochemischer Oxydation könnte es als Sulfat deponiert werden. Dieser Mechanismus ist nicht wahrscheinlich aus den Gründen, die oben erläutert wurden. Es bleibt jedoch eine Diskrepanz zwischen unseren Sulfatresultaten und den Messungen von MUROZUMI, CHOW und PATTERSON (1969), welche zeigen, dass Bleiverunreinigungen aus Industriegebieten das Grönlandeis erreichen können. Man kann diese Diskrepanz verstehen, wenn man die guten Eigenschaften der Sulfatpartikeln als Kondensationskerne berücksichtigt. Bleialkyle müssten jedoch zuerst in  $PbI_2$  umgesetzt werden, damit sie als Eiskeime wirken könnten. Es ist jedoch auch möglich, dass der steile Anstieg der Pb-Konzentration um 1950 durch den starken Anstieg des Luftverkehrs in NW-Grönland zustande kommt.
2. Das Überschuss-Sulfat könnte nach CADLE *et al.* (1968) aus der stratosphärischen Sulfatschicht stammen. Dass dies nicht der Fall ist, zeigt der parallele Gang der Meersalz- und  $SO_4$ -Komponenten in Abbildung 1.
3. Die Parallelität zwischen Sulfat, Natrium und Chlor deutet darauf hin, dass das Sulfat aus dem Meer stammt. Wenn das der Fall ist, so muss das Sulfat gegenüber dem Meersalz durch irgendeinen Prozess angereichert werden.

Sehr viele Anreichungsmechanismen sind schon vorgeschlagen worden. JUNGE (1963) zeigte, dass  $SO_4$  ein wichtiger Bestandteil der grossen Kerne ist ( $0,1\text{--}1 \mu\text{m}$  Durchmesser). Die Meersalzteilchen ( $NaCl$ ) sind in zahlenmäßig geringer Konzentration, aber als Riesenkerne vorhanden ( $1\text{--}10 \mu\text{m}$  Durchmesser).

Die Sulfat- und Meersalzteilchen erhalten verschiedene Größenverteilungen durch einen bekannten Mechanismus: Die  $NaCl$ -Riesenkerne entstehen ausschliesslich durch Meeressprühnen, die Sulfatteilchen wahrscheinlich eher durch photochemische Oxydation des maritimen Schwefeldioxids. Die Sedimentation der grösseren  $NaCl$ -Partikeln führt dann zu einer Anreicherung des Sulfates in der oberen Troposphäre.

Eine Verarmung der Chlorid-Komponente des Aerosols in Höhen über 2 km konnte kürzlich auch von JUNGE, ROBINSON und LUDWIG (1969) nachgewiesen werden. In Aerosol-Messungen am Crater Lake, Ore., erhielten sie Sulfat/Chlorid-Verhältnisse von 3 bis 8. Sie erklären ihre Ergebnisse durch bevorzugtes Ausregnen des Chlorids. Alles in allem scheint es also, dass das Sulfat in der oberen Troposphäre einen wesentlichen Beitrag zu dem immer vorhandenen Hintergrundsaerosol liefert.

### *Schlussfolgerungen*

1. Es kann keine Zunahme der Sulfatkonzentration von Grönlandschnee seit 1880 festgestellt werden; d. h. industrieller Schwefel kann die polare Atmosphäre nicht erreichen.

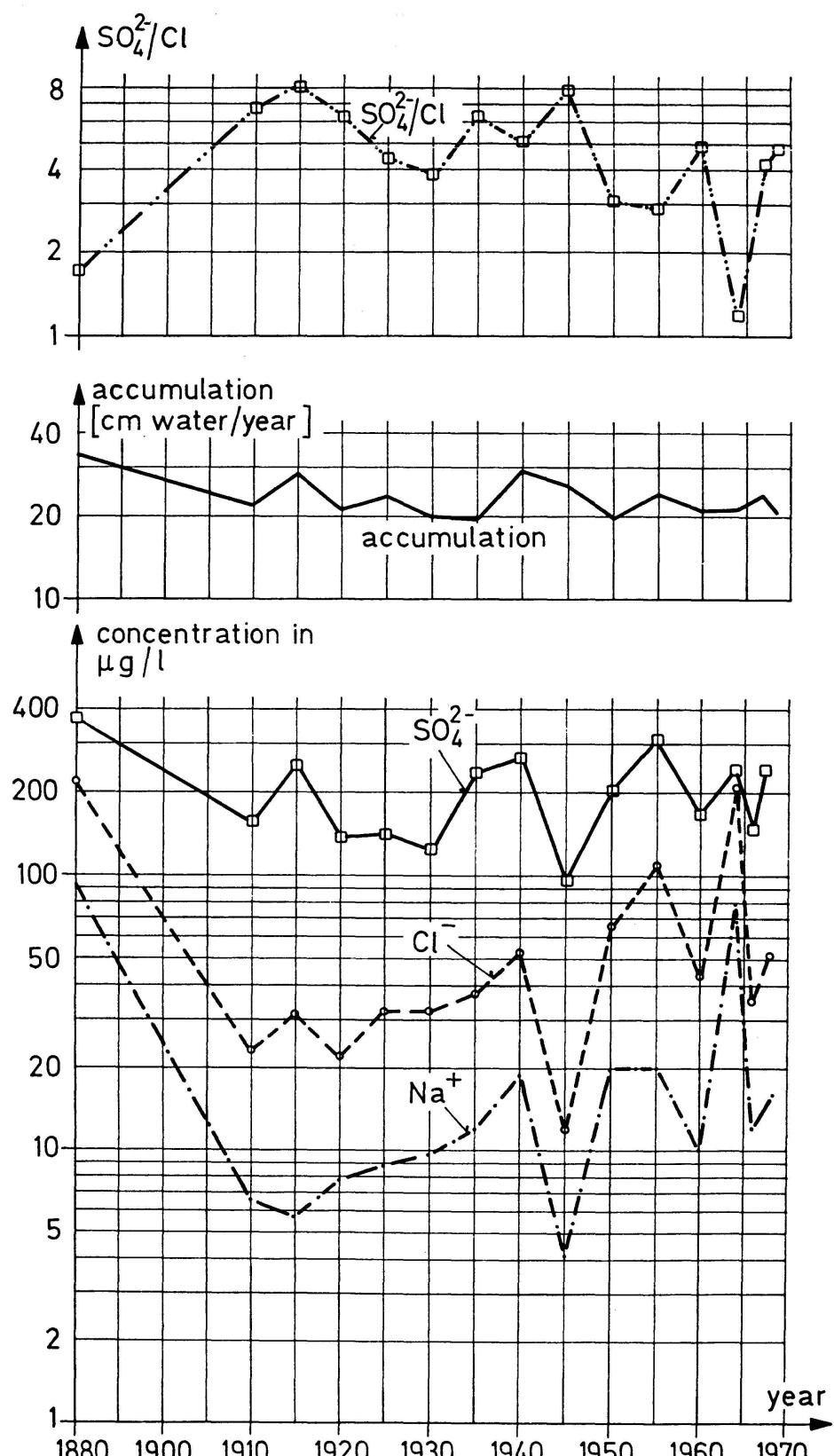


Abbildung 1

2. Das  $\text{SO}_4/\text{Cl}$ -Verhältnis in Polarschnee ist mindestens 20mal so hoch wie in Meerwasser; dieses Überschuss-Sulfat ist wahrscheinlich die Folge eines Fraktionierungsprozesses.
3. Die Konzentrationen des Sulfats und des Meersalzes ( $\text{NaCl}$ ) laufen in der Messperiode (1880–1968) *parallel*; das deutet auf einen marinern Ursprung des Sulfates hin.

#### LITERATUR

- CADLE, R. D., FISCHER, W. H., FRANK, E. R., and LODGE, J. P.: Particles in the Antarctic Atmosphere. *J.atm.Sciences* 25, 100–103; 1968.
- GEORGII, H. W.: Untersuchungen über Ausregnen und Auswaschen atmosphärischer Spurenstoffe durch Wolken und Niederschlag. *Ber.Deutscher Wetterdienst* Nr. 100, 23 S., 1965.
- JUNGE, C. E.: Air Chemistry and Radioactivity. Academic Press 1963.
- JUNGE, C. E., ROBINSON, E., and LUDWIG, F. L.: A study of Aerosols in Pacific air masses. *J.appl.meteorology* 8, 340–347; 1969.
- LANGWAY, C.: Some physical and chemical investigations of a 411 m deep Greenland ice-core and their relationship to accumulation. *Intern.Ass.scientif.Hydrology, Symposium of Obergurgl*, 101–118, 1962.
- LANGWAY, C. C.: Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. CRREL Res.Dept. 77, 1967.
- MUROZUMI, M., CHOW, T. J., and PATTERSON, C.: Chemical concentration of pollutant lead aerosol, terrestrial dust and sea salt in Greenland and Antarctic snow strata. To be published in *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969.
- RODRIGUEZ, R.: Development of glacial subsurface water supply and sewage system. CRREL Tech.Rept. 1737, 1964.

#### **2. W. BRUNNER-HAGGER (MZA, Zürich-Kloten) – *Regeln für Vorhersagen von Niederschlagsmonatssummen und Temperaturmonatsmitteln von einem Jahr auf das folgende***

Bei der von mir entwickelten Langfristprognosenmethode wird die Erhaltungstendenz und die rhythmische Wiederholung, die für das gleiche Datum von Jahr zu Jahr zu erkennen ist, benutzt. Allein auf diesem Umstande lassen sich Prognosen ein Jahr zum voraus für gewisse mit Singularitäten im Zusammenhang stehende Daten stellen. Sicherere Voraussagen erhält man erst, wenn zum analogen Falle auch noch die analoge Vorgeschichte mit dem laufenden Jahre und mit der zu erwartenden Meteoriten- und Sonnenaktivität verglichen wird. Als Beispiel sei der Septemberniederschlag 1969 analog 1941 angeführt (Tabelle 1).

*Tabelle 1*

Jahr	Juli mm	August mm	September mm	Jahr	Juli mm	August mm	September mm
1938	–	133	101	1966	–	214	81
1939	–	109	123	1967	–	86	179
1940	164	134	235	1968	82	204	228
1941	79	198	19	1969	58	185	19

Für die Augustniederschläge gelten folgende Regeln: «Trockene Augustmonate liegen bevorzugt ein Jahr vor dem Schaltjahre.» – «Die Wahrscheinlichkeit, dass nach einem nassen August mit über 150 mm Regen im folgenden Jahre mindestens 50 mm weniger fallen, ist 74%, dass 100 mm weniger fallen, ist immerhin noch 42%, dass mehr fallen, nur 1–2%.» Die Kompensation ist ungefähr das doppelte der Zufallskompensation.

In bezug auf die Dezember-Temperatur-Monatsmittel von Zürich gelten folgende Regeln: «Ist das Dezembermittel unter –3,7 Grad, so liegt das Dezembermittel für das folgende Jahr 1,2 bis 4,9 Grad über dem langjährigen Mittel von +0,1 Grad.» – «Liegt das Dezembermittel zwischen –3,7 und –1,6 Grad, so folgen in ein oder zwei Jahren Dezember, die um 4,8 bzw. 4,6 Grad weniger kalt waren.»

Die Amplitude der extremen Monatswerte war von 1864 bis 1895 und nun wieder seit 1950 besonders hoch. Zu Beginn des Jahrhunderts war die Streubreite geringer. Der grosse 80–90jährige Sonnenfleckenrhythmus zeigt ein gleiches Verhalten.

### 3. H. W. COURVOISIER (MZA, Zürich) – *Winterniederschläge auf der Alpennordseite in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit 500 mb und der Feuchtigkeit 850 bis 500 mb*

Die vorliegende Arbeit bildet einen Teil einer grösseren Untersuchung über die Abhängigkeit der Niederschlagsmenge von Zustandsgrössen atmosphärischer Felder. Das Ziel dieser Untersuchung ist es, auf Grund der gefundenen Beziehungen zwischen Zustandsgrössen und der Niederschlagsmenge die numerischen Vorhersagekarten objektiv-quantitativ zu interpretieren und damit quantitative Niederschlagsprognosen zu erstellen. Zur Abhängigkeitsanalyse werden prinzipiell Zustandsgrössen und nicht Wetterlagen verwendet, da Zustandsgrössen quantitativ erfasst werden können und daher bessere Möglichkeiten für Niederschlagsmengenprognosen bieten als Wetterlagen.

Das Grundlagenmaterial dieser Arbeit bilden 4tägige Niederschlagsmengen zyklonalen Witterungslagen auf der Alpennordseite. Die Anzahl der untersuchten Fälle beträgt 53. Als zyklonale Witterungslagen wurden Lagen verwendet, bei denen von 4 Tagen mindestens 3 Niederschlagstage ( $\geq 0,3 \text{ mm}$ ) waren und die 4tägige Niederschlagsmenge im Mittel von 25 Stationen der Alpennordseite mindestens 10 mm betrug. Zyklonale Witterungslagen können mit Hilfe des von mir entwickelten Index für Niederschlagsperioden mit einer Eintreffwahrscheinlichkeit von etwa 80% vorausgesagt werden. Der Index für Niederschlagsperioden besteht aus einer Gruppe von quantitativen synoptischen Kriterien, die bei gemeinsamem Auftreten eine hohe Wahrscheinlichkeit für eine Niederschlagsperiode bzw. eine zyklonale Witterungslage gewähren.

Die Häufigkeitsverteilung der 4tägigen Niederschlagsmengen zyklonalen Witterungslagen liegt im Signifikanzbereich einer Normalverteilung ( $\chi^2$ -Test, Sicherheit 99%). Der Mittelwert der Niederschlagsmenge beträgt 33,2 mm, die Standardabweichung 12,7 mm.

Die Zustandsgrößen, die man auch Prädiktoren nennt, wurden nach folgenden Gesichtspunkten ausgewählt: 1. Es muss ein physikalisch-ursächlicher Zusammenhang zwischen den Zustandsgrößen und der Niederschlagsmenge erkennbar sein, 2. der Korrelationskoeffizient zwischen Zustandsgröße und Niederschlagsmenge muss mindestens 0,3 sein, und 3. die Zustandsgrößen müssen auf 3 Tage vorhersagbar sein. Von den zur Auswahl stehenden Prädiktoren erfüllten diese Bedingungen am besten die Windgeschwindigkeit 500 mb und die Feuchtigkeit 850, 700 und 500 mb. Als Mass für die Feuchtigkeit wurden die Taupunkte verwendet.

Bezüglich des physikalisch-ursächlichen Zusammenhangs wäre zwar der thermische Wind bzw. der Gradient der relativen Topographie 500/1000 mb geeigneter als der effektive Wind 500 mb; da jedoch der Korrelationskoeffizient zwischen dem Gradienten der relativen Topographie 500/1000 mb und der Niederschlagsmenge nicht grösser ist als derjenige zwischen dem effektiven Wind 500 mb und der Niederschlagsmenge und zudem keine numerischen Vorhersagekarten der relativen Topographie erhältlich sind, wurde die 500-mb-Windgeschwindigkeit als Prädiktor verwendet. Der Kausalzusammenhang zwischen dem 500-mb-Wind und der Niederschlagsmenge ist 1. darin zu sehen, dass geringe Windgeschwindigkeiten im Winter im allgemeinen frontenfreie Gebiete repräsentieren, während grosse Windgeschwindigkeiten Frontalzonen und damit grosse Vertikalbewegungen repräsentieren, und 2. darin, dass der 500-mb-Wind, wenigstens für die Richtungen WNW-NNW und im eigentlichen Gebirgsgebiet der Alpenordseite, den orographischen Effekt repräsentiert.

Der Prädiktor 500-mb-Wind kann übrigens nur im Richtungssektor WSW-NNW verwendet werden. Bei den Richtungen S und SW wirkt sich der Föhneinfluss störend aus, und die Richtungen N bis SO kamen bei den 53 Witterungslagen nicht vor. Wenn hier bei den zyklonalen Witterungslagen der 4tägig gemittelte 500-mb-Wind als Prädiktor gebraucht wird, so bedeutet das nicht, dass die 500-mb-Fläche allgemein bei jeder Wetterlage das massgebende Niveau ist.

Die Taupunkte 850, 700, 500 mb können, da sie verhältnismässig konervative Luftmasseneigenschaften aufweisen, ohne grössere Fehler, mit Hilfe der numerischen Vorhersagekarten längs der Isohypsen ins Prognosengebiet extrapoliert werden.

Für die Korrelationskoeffizienten zwischen den Prädiktoren und der 4tägigen Niederschlagsmenge wurden folgende Werte gefunden: sowohl für die Windgeschwindigkeit 500 mb als auch für die Taupunkte 850, 700, 500 mb 0,55. Die Regression zwischen den Prädiktoren und der 4tägigen Niederschlagsmenge zeigen die Abbildungen 1 und 2. Die Regressionsgleichungen lauten:

für die Windgeschwindigkeit 500 mb

$$R = 0,610 \cdot f_{500} + 5,28$$

und für die Taupunkte 850, 700, 500 mb

$$R = 2,782 \cdot T_{d850/700/500} + 73,45$$

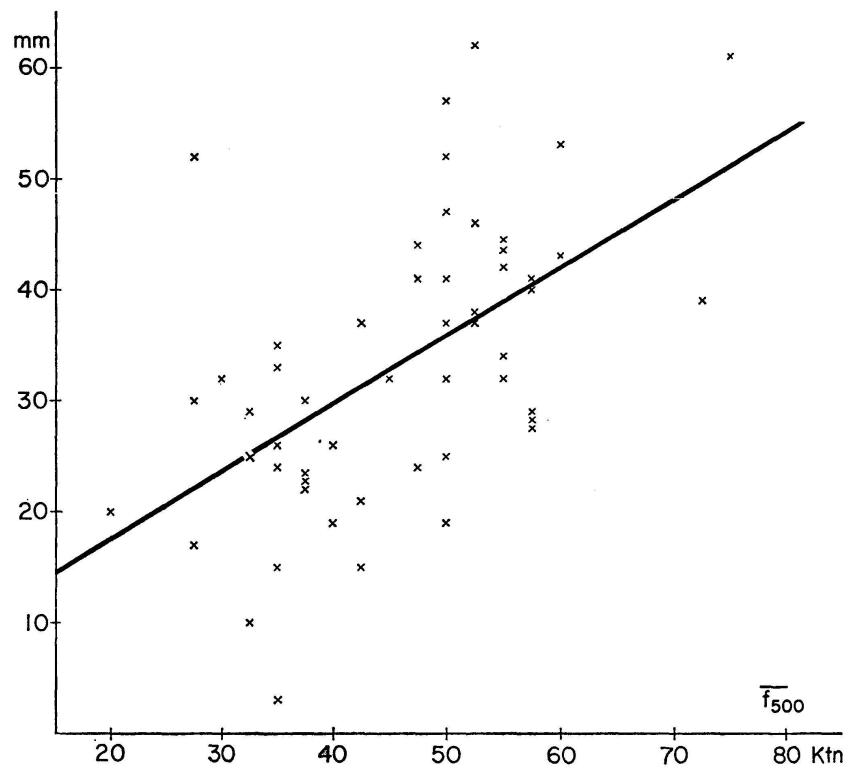


Abbildung 1

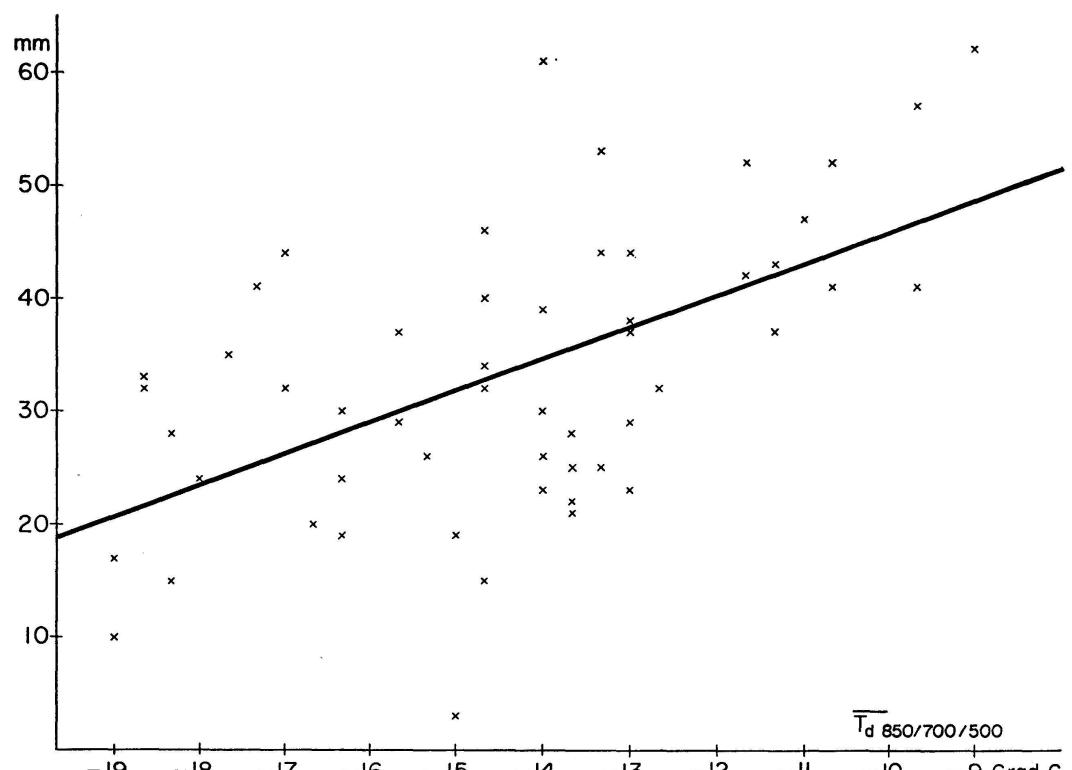


Abbildung 2

( $R$  = mittlere 4tägige Niederschlagsmenge von 25 Stationen der Alpennordseite, in mm)

$f_{500}$  = 4tätig gemittelte Windgeschwindigkeit 500 mb, in Knoten

$T_{d850/700/500}$  = 4tätig gemittelte Taupunkte 850, 700, 500 mb, in °C)

Die Regressionen sind signifikant linear (Sicherheit 95%). Die 4tägige Niederschlagsmenge nimmt also bei einem Knoten Zunahme des mittleren 500-mb-Windes um 0,610 mm zu und bei einem Grad Zunahme des mittleren Taupunktes 850, 700, 500 mb um 2,782 mm.

Fasst man beide Prädiktoren in einer Gleichung zusammen, dann lautet die Regressionsgleichung:

$$R = 0,305 \cdot f_{500} + 1,391 \cdot T_{d850/700/500} + 39,37$$

In den letzten zwei Winterhalbjahren wurden nun die Regressionen prognostisch getestet. Es wurden an Tagen, an denen der Niederschlagsindex eine Niederschlagsperiode anzeigen, die Werte der Prädiktoren aus den numerischen Vorhersagekarten bestimmt, in die Regressionsgleichung eingesetzt und so die 4tägige Niederschlagsmenge vorausberechnet (einschl. Prognosenausgabetag). Insgesamt wurden 20 Prognosen erstellt.

Der Korrelationskoeffizient zwischen berechneten und beobachteten Werten beträgt 0,74. Die Prognosen wurden auch in Trefferprozenten bewertet, und zwar folgendermassen: War die Differenz zwischen der berechneten und der beobachteten Niederschlagsmenge 0–10 mm, so wurde mit 100% bewertet, bei einer Differenz von 10,1–12 mm mit 50% und bei einer Differenz von mehr als 12 mm mit 0%. Das Ergebnis ist ein Trefferprozentsatz von 70%. Da sich herausgestellt hat, dass die amerikanischen numerischen Vorhersagekarten bei zyklonalen Witterungslagen im Mittel 4 Knoten zu grosse Windgeschwindigkeiten über der Schweiz vorausberechnen, kann man die berechneten Niederschlagsmengen um 1,2 mm vermindern. Durch diesen Abzug erhöht sich der Trefferprozentsatz auf 75%. Bei einer rein klimatologischen Prognose würde man nur 50% Treffer erhalten. Es sei speziell erwähnt, dass bei 7 der 20 Prognosen die Differenz zwischen berechneter und beobachteter 4tägiger Niederschlagsmenge nur 1,9–3,5 mm betrug. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass bei erst 20 Prognosen der Trefferprozentsatz von 75% ein Konfidenzintervall von 51–91% hat. Sollte in den nächsten Jahren der Trefferprozentsatz sinken, so müsste versucht werden, mit Hilfe weiterer Prädiktoren die Prognosenqualität wieder zu verbessern.

#### 4. F. AMBROSETTI (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti) et ALEXANDRE PIAGET (ISM, Zurich) – *Les fortes précipitations au sud des Alpes du début de novembre 1968*

1. Durant la période allant du soir du 31 octobre au 4 novembre 1968, d'abondantes précipitations ont été observées en Suisse: au sud des Alpes, dans le Haut-Valais et au-dessus du massif du Gothard; en Italie: dans l'ouest du Piémont, principalement en bordure des Alpes, dans la

vallée d'Aoste et à l'est sur les contreforts alpins jusque dans le Trentin. Sur le restant de la plaine du Pô, les précipitations n'ont pas été extrêmes. Tandis que Camedo dans le Centovalli enregistrait 596 mm durant cette période, Milano-Linate ne mesurait que 66 mm et Venise moins de 3 mm. Sauf pour la majeure partie des stations situées sur les cols où le vent violent a faussé les mesures (p.ex.: Gothard 209 mm, Gütsch sur Andermatt 44 mm comparé à Andermatt 238 mm; Grimsel 59 mm comparé à Guttannen 206 mm), les quantités de précipitations dépassent souvent le double de la quantité moyenne de tout le mois de novembre. Elles se placent de plus parmi les plus fortes précipitations journalières de la période 1901–1968 pour le Valais central, la vallée de Conche, la vallée du Hasli et la partie supérieure d'Uri (Sion 68 mm, Fiesch 145 mm, Guttannen 129 mm, Andermatt 138 mm pour le 2 novembre).

2. Durant cette même période, des précipitations exceptionnelles, quoique généralement de moins longues durées, ont été également enregistrées ailleurs en Europe, tout aussi bien en plaine qu'en région montagneuse. Au nord-ouest du Maroc, de la côte à l'Atlas, et de la péninsule Ibérique, sur le nord de l'Irlande, le sud de l'Ecosse et dans le Svealand, elles furent parmi les plus abondantes de ces dernières vingt années. Cette simultanéité d'occurrence, par situations météorologiques diverses, fait penser à une influence extra-terrestre: le 30 octobre 1968 s'est produite une très forte éruption solaire suivie d'une intense perturbation magnétique. Jusqu'au 2 novembre, d'autres éruptions solaires ont encore été observées.

3. La région à l'intérieur de laquelle les précipitations ont dépassé 200 mm est grossièrement limitée par une ligne suivant le pied des Alpes de l'ouest de Turin au nord de Bergamo et touchant la Maloja, l'Oberalp, Guttannen, Kandersteg, Brigue, le Saint-Bernard et le val de Suze. Les précipitations les plus fortes, supérieures à 450 mm, se sont localisées dans la région allant des contreforts alpins au nord de Biella (où dans la région de cette ville, des fabriques sises le long de la rivière ont été détruites par les hautes eaux) au Centovalli. La répartition des pluies est caractéristique d'une situation de «Dimmerföhn» (par comparaison avec Andermatt, du 31 octobre au 4 novembre, Gurtnellen a reçu 160 mm, Genève à l'ouest 66 mm, Zurich au centre 12 mm et Munich à l'est moins de 2 mm). La quasi-totalité des précipitations sont tombées les 1<sup>er</sup> et 2 novembre (mesures journalières de 7 h à 7 h du jour suivant) et surtout dans la nuit. Dans la journée du 2, il y eut même une accalmie (p.ex. à Pignora près de Mendrisio, le 2 il n'a pas plu entre 10 h et 19 h). Le 3 novembre, la quantité mesurée a encore atteint par endroit 50 mm, tandis que les 31 octobre et 4 novembre elle restait en-dessous de 35 mm. A titre de comparaison, relevons qu'à Locarno-Monti, la moyenne des précipitations journalières faites sur les jours de pluie des années 1936–1960 est de 17,8 mm en octobre et de 13,7 mm en novembre. En général, au Tessin le maximum d'intensité est observé le 1<sup>er</sup> novembre à l'est du méridien 8°45' E, par contre le 2, à l'ouest de celui-ci.

4. L'évolution temporelle des précipitations peut être partiellement reconstituée grâce aux enregistrements des stations de Domodossola, de Camedo, de Locarno-Monti, de Lugano, de Pignora et de Lodrino. Les pluies ont débuté dans la soirée du 31 octobre et se sont progressivement intensifiées. Mais l'évolution présente des différences d'une station à l'autre. Il y a des décallages importants sur de courtes distances et de notables variations d'intensité d'une heure à l'autre, montrant par là une structure mésosynoptique et convective prononcée. Du reste, durant cette période, au-dessus de l'Europe l'activité orageuse est exceptionnelle pour la saison. En Suisse, plusieurs stations situées des deux côtés des Alpes, entre autres Lugano et Locarno, reportent des orages dans la soirée du 2 et la nuit suivante. Entre 1 h et 7 h des 2 et 3 novembre, il a été mesuré 46 et 44 mm à Locarno-Monti (62 et 44 mm à Magadino), 78 et 73 mm à Camedo. Le maximum observé en 6 heures est de 89 mm, à Camedo également le 2, entre 7 h et 13 h. Les précipitations horaires ont été occasionnellement intenses, les maximums dépassent régulièrement 10 mm/h et pour chaque station au moins une fois 15 mm/h. Le maximum de 29 mm/h est observé à Pignora le 3 entre 3 h et 4 h du matin.

5. L'allure des précipitations n'est nullement corrélée avec le gradient horizontal nord-sud, au sol et en altitude. La différence de pression entre Kloten et Locarno oscille entre -9 mb et -14 mb. Lorsque les pluies débutent, cette différence est déjà depuis le matin voisine de -10 mb, tandis que cette différence diminue très rapidement pour voisinier 0 avant que ne débutent les fortes précipitations de la nuit du 2 au 3. Les différences de hauteur entre les niveaux de 700, 500 et 300 mb de Payerne et Milan ne s'annulent que dans la seconde moitié du 3. Les pluies du début du 3 novembre sont étroitement liées au passage du complexe front-jet stream. Mais la position de ce dernier le 1<sup>er</sup> à 1 h, sur une ligne allant de l'Atlas par Biarritz au Danemark, ou le 2 à 1 h, sur une ligne allant d'Alger par le Massif central à la mer du Nord, ne saurait rendre compte des pluies du 1<sup>er</sup> et de la nuit suivante. L'image reçue d'ESSA 8, le 1<sup>er</sup> novembre à 10 h, montre une structure nuageuse rappelant celle d'une vieille goutte d'air froid. Une analyse détaillée de la situation synoptique et de son évolution confirme cette supposition. Ces deux passages frontaux successifs rendent mieux compte de l'allure générale des précipitations.

6. A l'avant du front froid et de la goutte froide, il y a un afflux important d'air tropical humide. Les mouvements verticaux doivent avoir été importants, telle que l'indique l'activité orageuse, et ont amené sur de courtes distances horizontales les couches basses et humides au voisinage de la tropopause. Comme nous l'avons déjà remarqué, l'association avec le jet stream est étroite. Mais cette association, liée au barrage le long des Alpes, n'est pas suffisante à expliquer l'intensité et par là la quantité des précipitations observées. En effet, par une situation synoptique locale n'ayant rien d'extraordinaire, les précipitations exceptionnelles d'Irlande et d'Ecosse sont observées entièrement à l'intérieur d'une masse d'air

polaire. Il n'est pas ici dans nos intentions d'aborder ce problème. Des observations semblables ont déjà été faites par BRUNNER qui y voit une influence extra-terrestre.

#### LITERATUR

BRUNNER, W.: Beziehungen zwischen Sonnentätigkeit, kosmischer Strahlung, Meteorströmen und Zürcher Niederschlägen. Actes de la SHSN 112–114; 1964.

#### 5. A. RIMA (Locarno-Muralto) – *Note sur la crue du lac Majeur des 3 et 4 novembre 1968*

Le niveau de débordement du 4 novembre 1968 du lac Majeur, enregistré au limnigraphie de Locarno, a été de 196,37 m s.m., c'est-à-dire 3,62 m au-dessus du zéro de référence (192,64 m s.m.). C'est une valeur importante, dangereuse pour les zones bordant le lac. Ce dernier, à l'embouchure de la Maggia, a inondé le terrain sur environ 0,6 km. Un examen détaillé des mesures limnographiques se justifie au vu de leur influence sur la régulation du niveau du lac.

Les mesures enregistrées à la station de Sesto Calende du Consorzio del Ticino, Milan (Regolazione a serbatoio del Lago Maggiore, anno 1968), ainsi que celles reçues de l'Office de l'économie hydraulique, Berne, des stations de Locarno et Brissago pour le lac Majeur et de Cassarete pour le lac de Lugano ont été analysées et comparées entre elles.

Pour Sesto Calende, le niveau de débordement fut de 3,45 m au-dessus du zéro de référence (192,64 m s.m.). En ordonnant les hauteurs maximums du limnigraphie observées depuis 1868 par valeurs décroissantes, celles des 3 et 4 octobre 1968 se rangent à la 12<sup>e</sup> place, précédées de deux cas ayant +3,47 comme valeur. La probabilité qu'une cote semblable soit atteinte ou dépassée est de 12%, ce qui correspond en moyenne à une fois tous les 10 ans.

Suite aux fortes précipitations durant la période allant du 31 octobre au 4 novembre 1968 dans le bassin versant du lac Majeur (Locarno-Monti a mesuré au total 330,6 mm et Lugano 282,6 mm), le niveau du lac est monté à une cadence surprenante. Il était au début de l'augmentation à la cote +1,10 m et la cote +3,45 m a été atteinte le 4 novembre (où le lac a inondé les rives) pour s'y maintenir pendant un jour environ. L'augmentation de 2,35 m s'est faite en trois jours, c'est-à-dire à une cadence moyenne de 0,78 m par jour, ceci mesuré à la station de Sesto Calende. Le maximum d'augmentation, de 131,00 cm en un jour, a été constaté le 3 novembre. La diminution du niveau du lac fut en moyenne de 15 cm par jour, avec un maximum de 25 cm pour le 8 novembre.

Pour un régime naturel d'écoulement, la cote maximum n'aurait été que +3,12 m à Sesto Calende, avec une augmentation maximum de 148,7 cm par jour et un abaissement maximum de 20 cm par jour. En régime réglé d'écoulement, on a observé un gradient maximum d'augmentation de 12% inférieur à celui du régime naturel, mais par contre un abaissement en régime naturel de 25% inférieur à celui observé en régime réglé (5 cm/jour).

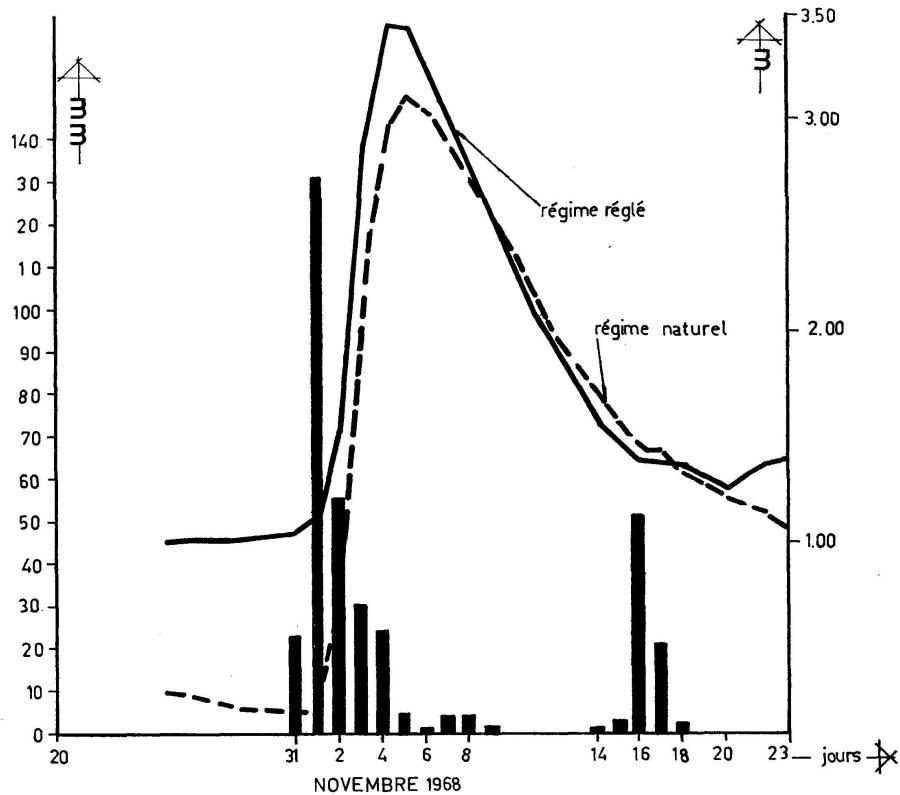


Figure 1  
Niveaux d'eau – Lago Maggiore, Sesto Calende  
Novembre 1968  
Précipitations – Locarno-Monti

Durant la même période, le lac de Lugano (au limnigraphie de Cassarete) a subi une crue moins importante avec une élévation du niveau d'un mètre environ. Le gradient maximum journalier d'augmentation du niveau du lac fut de 44 cm le 3 novembre, d'abaissement de 11 cm le 7 novembre.

En réduisant les quantités d'apport total des bassins versants (en  $\text{km}^2$ ) des deux lacs, on trouve une quantité correspondant à 77,29 mm pour celui du lac Majeur et à 61,66 mm pour celui du lac de Lugano (bassin versant de la Tresa). Par rapport aux précipitations mesurées à Locarno et à Lugano, ces valeurs correspondent à 23,4% de l'eau précipitée sur le bassin versant du lac Majeur, respectivement à 21,8% de celles du bassin versant du lac de Lugano, en supposant que l'eau tombée est répartie uniformément sur toute la superficie du bassin correspondant.

En considérant l'apport journalier maximum, les valeurs indiquées ci-dessus doivent être réduites d'environ 50%. En se basant sur une valeur d'augmentation maximum du niveau du lac de 1,49 cm en 24 heures sur toute la surface du lac Majeur ( $222 \text{ km}^2$ ), on obtient un débit de retenue de  $3800 \text{ m}^3/\text{sec}$ , avec en plus un débit d'écoulement de  $1500 \text{ m}^3/\text{sec}$  (voir figure), ce qui correspond à un débit spécifique du bassin versant

( $6598 \text{ km}^2$ ) de  $0,80 \text{ m}^3/\text{sec}$  par  $\text{km}^2$ . Lors de la crue de 1872, on a observé à Sesto Calende une augmentation du niveau du lac de  $1,83 \text{ cm}$  en 24 heures ( $7,8 \text{ cm}$  à l'heure) avec un débit de retenue de  $4760 \text{ m}^3/\text{sec}$  et un débit d'écoulement de  $1660 \text{ m}^3/\text{sec}$  correspondant à un débit spécifique de  $0,97 \text{ m}^3/\text{sec}$  par  $\text{km}^2$ . Le débit spécifique le plus élevé,  $1,24 \text{ m}^3/\text{sec}$  par  $\text{km}^2$ , a été observé le 4 octobre 1868 (voir: G. FANTOLI: Sul regime idraulico dei laghi. Hoepli, 1897, p. 95).

Si, au moment où les eaux commençaient à monter, le lac Majeur avait eu la cote + 50 cm au lieu de +100 (suite aux accords de 1968), la pointe maximum eut atteint à Sesto Calende, selon une première estimation, au plus la valeur de 3,00 m au-dessus du zéro de référence. On peut conclure que:

- la période d'accumulation jusqu'à 1 m, débutant au 22 octobre, selon les accords italo-suisses, a eu une influence défavorable sur la crue des 3 et 4 novembre 1968 (35 cm plus haute que par régime naturel)
- le début du fonctionnement du barrage doit être déplacé, car les crues importantes sont observées, à Sesto Calende, en octobre, 10 cas, et en novembre, 8 cas, avec des niveaux du lac correspondants supérieurs à 3 m au-dessus du zéro de référence.

## 6. G. GENSLER (Klimadienst MZA) – *Winterliche Flussnebel im Oberengadin*

Um in der Beurteilung gegensätzlicher Ansichten über die Streckenführung der neuen Talstrasse im Dreieck Samaden–Celerina–Punt Muragl im Oberengadin einen weiteren Gesichtspunkt verwenden zu können, wurde im Dezember 1968 die MZA ersucht, einen Bericht über die örtlichen Nebelverhältnisse in diesem Raum abzugeben. Zur Stützung der Umwegsvariante von Samaden über Punt Muragl–Plaun San Gian–Celerina sollte der bekannte Nebelreichtum auf Teilen der jetzigen Fahrstrasse Samaden–Celerina, besonders im Abschnitt der Ochsenbrücke, dienen, da diese Nebelfelder wohl auch die geradlinige Variante Samaden–Celerina betreffen. Zur Lösung dieses Nebelproblems wurde ein Beobachtungsdienst geschaffen, welcher von Ende Dezember 1968 bis Ende März 1969 sowohl von Samaden als auch vom Gemeindegebiet Celerina aus betreut wurde, indem am Flugplatz Samaden zwischen 8 und 17 h für 7 Talabschnitte zwischen Bever und Celerina/San Gian tabellarisch die Nebelverhältnisse protokolliert und vom EW Islas aus, am unteren Ausgang der Innschlucht, an Nebeltagen um 8, 10 und 20 h die Ausdehnung der Nebelfelder kartiert wurde, wobei zusätzliche Beobachtungspunkte bezogen wurden. Von beiden Orten liegen zudem Temperaturmessungen der Luft und von Celerina auch einzelne Sichtmessungen im Nebel vor. Zu regionalen Vergleichszwecken lassen sich noch die Stationen Sils-Maria, St. Moritz und Bever des amtlichen Klimanetzes beziehen.

Die früheste *Nebelbildung* wurde während der obgenannten Periode um 16.40 h am 29. Dezember bei der Ochsenbrücke beobachtet, im

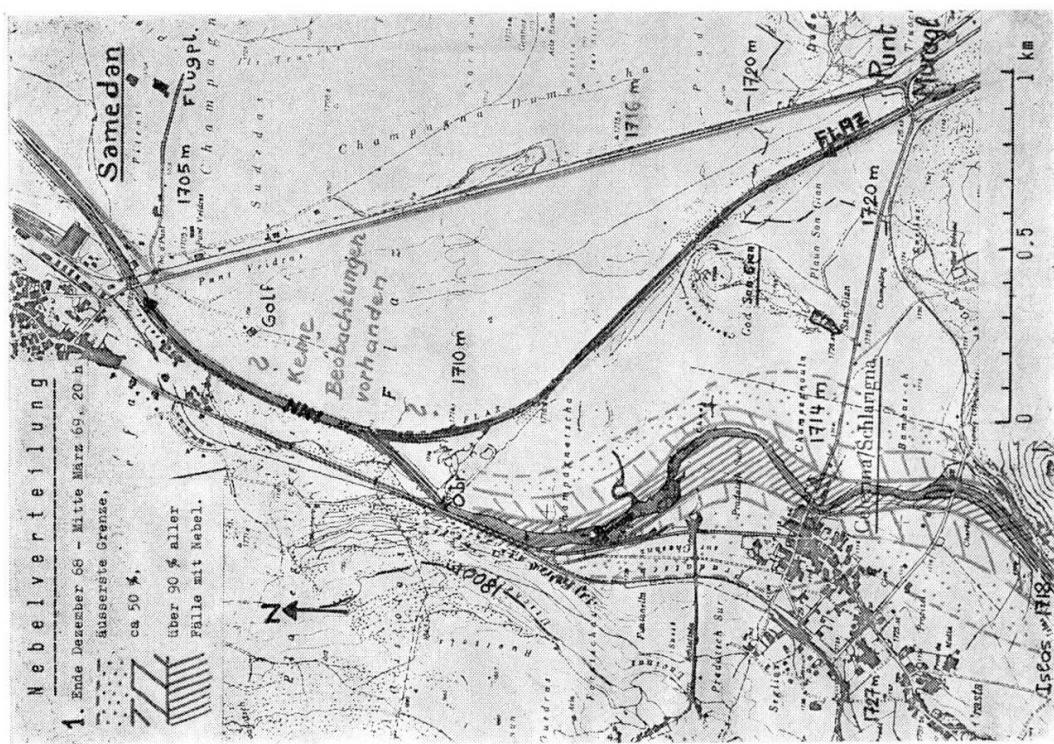


Abbildung 1  
Nebelverteilung Ende Dezember 1968–Mitte März 1969 um 20 Uhr

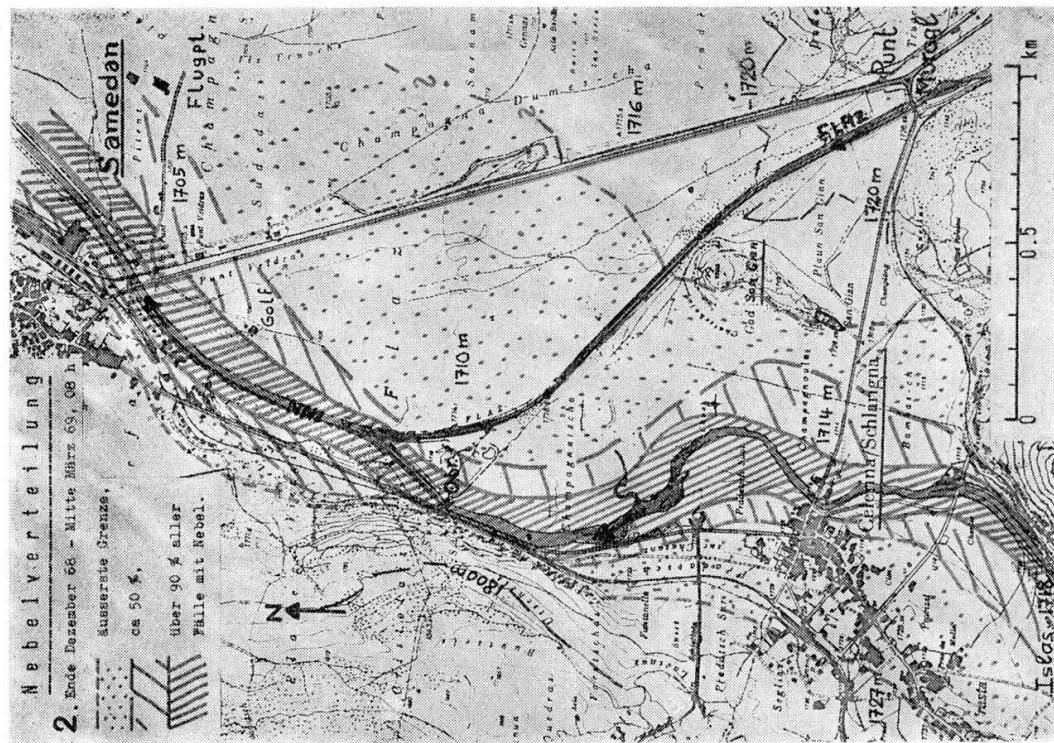


Abbildung 2  
Nebelverteilung Ende Dezember 1968–Mitte März 1969 um 8 Uhr

Januar um 17 h. Der Kartenausschnitt 1 zeigt, dass sich bis 20 h über dem Inn bereits zusammenhängende Nebelfelder bilden konnten; im Januar war dies an jedem Tag, der bereits Morgennebel aufwies, der Fall. Diese Abendnebel können schon sehr dicht sein; am 29. Dezember wurden Sichtweiten von 75–80 m bei –25 Grad und am 30. 80–100 m bei –28 Grad angegeben. An 15 Abenden zeigten sich solche geschlossene Flussnebel. Die letzten Abendnebel waren am 17. und 21. Februar bereits vor 20 h gebildet.

Bis zu den *Morgenstunden* erfolgt wohl eine gewisse horizontale Ausdehnung der Nebel im Vergleich zum Vorabend, doch kommt auch jetzt die Konfiguration des Flusslaufes noch gut zum Ausdruck (vgl. Karte 2). Ist die vertikale Mächtigkeit der Abendnebel meist unter 10 m, kann morgens eine solche von gut 20 m vorkommen, doch bleibt auch jetzt etwa die Hälfte unter 10 m. Die Flussnebel erstrecken sich oft nur einige Meter seitwärts der Inndämme, öfters nur in Form von Fetzen ähnlich wie das arktische Seerauchen. Die späteste Nebelbildungszeit wurde nach einer Aufklärung um 9.30 h notiert. Die Morgennebel können auch bei grosser Kälte, welche die unterkühlten Tröpfchen zum Teil in Eiskristalle umwandelt, sehr dicht sein; so wurden am 29. Dezember bei Celerina noch um 10 h bei –24 Grad Sichtweiten von nur 50–60 m gemessen, und noch am 14. Februar traten um 10 h bei –20 Grad Werte von 80–100 m auf.

Die früheste *Nebelauflösung* trat um 9 h ein; drei Viertel aller Nebel über dem Inn lösten sich zwischen 10 und 11 h auf, und in je 2 Fällen wurde es 12 h und 12.30 h, in einem Falle 13.30 h. Am 31. Dezember hielt sich der Nebel bei der Ochsenbrücke den ganzen Tag; es war einer der kältesten Wintertage mit einem Temperaturmaximum in Bever von –12 Grad.

Die *Morgentemperaturen* gehören nach klaren Winternächten zu den tiefsten, die in den Alpen in bewohnten Zonen auftreten; so wurden als Tiefstwerte dieses Winters zwischen 7 und 8 h gemessen: Sils-Maria (10 m über dem Flussniveau) –25, St. Moritz-Dorf (65 m) –24 (in 20 m –26), in Pontresina (80 m) –21, in der hier betrachteten Talfläche jedoch –28 in Islas-Celerina (10 m), –34 auf dem Flugplatz Samaden (0 m) und –30 Grad in Bever-Station RhB (20 m). Zuoz (40 m) mass –26; die ebenfalls zwischen 1700 und 1800 m ü. M. gelegenen Hangstationen wie Fetan und Arosa hatten jedoch nur –19 bzw. –17 Grad (200–500 m über dem Tal, z. T. Angaben von SLF-Vergleichsstationen).

Die *Anzahl der Tage mit Nebel* beläuft sich für die Zeit vom 29. Dezember 1968 bis zum 31. März 1969 auf 40 im Abschnitt der neuen Innbrücke der vor Jahresfrist eröffneten Umfahrungsstrasse Bever-Samaden, wobei an 26 Tagen geschlossene Nebelfelder auftraten. Diese 40 Tage verteilen sich auf nur 72 Tage, da die Zeit vom 11. zum 31. März nebelfrei blieb. 37–38 Tage mit Nebel (einschl. Bänke und Fetzen) wurden über dem Inn zwischen Samaden und Celerina beobachtet (an 20–22 Tagen zusammenhängend), und 30 Tage zeigten Nebel im Abschnitt Golfhaus–Bahnhof Samaden (14 Tage ausgedehnt). Bedeutend seltener bildete sich Nebel

über den innferneren, aber gleich hoch gelegenen Talfächen: an 14 Tagen nördlich San Gian und unterer Flugplatzteil (an 5 Tagen verbreitet) und an 7 Tagen über dem südlichen Flugplatzteil (an 3 Tagen zusammenhängend). Südlich San Gian, d. h. im Plaun San Gian, wurde nie Nebel beobachtet. Die Station Bever meldete nur an 1 Tag Nebel auf dem Bahnhof selbst, jedoch an 27 weiteren Morgen steht die Notiz: «Nebelbank über Inn».

Die zunehmende *Belastung des Inns mit warmem Abwasser* unterhalb St. Moritz verunmöglicht heute ein oberflächliches Zufrieren des Flusses, wie dies noch bis nach dem Zweiten Weltkrieg der Fall war, wodurch die Nebelbildung gefördert wird. Als Beleg diene eine Messung der Wasser-temperatur am 9. Januar 1969, die in 5 cm Tiefe im zugefrorenen Flaz bei Punt Muragl 0,5 Grad betrug, im offenen Inn bei Celerina-Staz jedoch 2,7 Grad. Von der neuen, im Winter 1970/71 ihren Betrieb aufnehmenden interkommunalen Kläranlage bei Celerina-Charöts (Dimensionierung für 42000 Bewohner) wird befürchtet, sie steigere die Bildung von Winternebeln, die dort schon heute zu Geruchsbelästigungen (sog. Stinknebel) entlang des verunreinigten Inns Anlass geben.

Nicht erfasst wurden hier die recht häufigen Ausstrahlungsnebel des Sommers und Herbstes im Haupttal, welche viel ausgedehnter sind als während der winterlichen Schneedeckenzeit und eine vertikale Mächtigkeit von 50 bis 150 m aufweisen; diese talerfüllenden Sommer- und Herbstnebel haben daher praktisch keinen Einfluss auf die örtliche Linienführung neuer Verkehrswege im Tal. Die winterlichen Flussnebel lassen sich jedoch mit geringen Umwegen weitgehend vermeiden, sofern sich hiezu verkehrstechnisch die Möglichkeit bietet.

## 7. TH. GINSBURG (Laboratorium für Atmosphärenphysik der ETH Zürich) – *Einige statistische Untersuchungen über die Temperaturreihe von Basel 1901–1960*

### *Zusammenfassung*

Am 1. Oktober 1969 ist ein vom Schweizerischen Nationalfonds unterstütztes Forschungsprogramm angelaufen, welches sich zum Ziele setzt, die seit Jahrzehnten in den verschiedensten Wetterstationen registrierten und im Laufe der vergangenen Jahre auf Lochkarten übertragenen meteorologischen Daten nach modernen statistischen Methoden auszuwerten. In der Vorbereitungsphase dieses Projektes konnten versuchsweise die Temperaturdaten von Basel von 1901 bis 1960 bearbeitet werden (täglich drei Terminwerte:  $T_7$ ,  $T_{13}$ ,  $T_{21}$ , wie auch Extrem- und Mittelwerte:  $T_{min}$ ,  $T_{max}$ ,  $T_{av} = [T_7 + T_{13} + 2T_{21}] / 4$ ). So wurde der jahreszeitliche Verlauf der Mittelwerte und Standardabweichungen ermittelt und durch Fourier-analyse und -synthese geglättet. Die mit Hilfe des Mittelwertes und der Standardabweichung normierte Temperatur kann für Basel in guter Näherung als normalverteilt betrachtet werden. Eine Untersuchung über das Persistenzverhalten des Temperaturfeldes zeigt, dass das Markov-

Modell der Autokorrelation eine gute Beschreibung der Wirklichkeit liefert. Der gesamte klimatologische Jahresverlauf der Temperatur, der Standardabweichung und der Persistenz kann mit einem Satz von wenigen, aber aussagekräftigen Werten charakterisiert werden.

Die Methoden zur Auswertung von meteorologischen Daten unterscheiden sich insofern von den gewöhnlich angewendeten statistischen Verfahren, als im allgemeinen meteorologische Ereignisse nicht als stochastisch voneinander unabhängig betrachtet werden können. So ist bekanntlich das Wetter von morgen weitgehend durch das heutige Wetter bestimmt: Die Wetterelemente weisen eine gewisse *Persistenz* (oder Autokorrelation) auf.

Um bei der Bestimmung der Mittelwerte und Standardabweichungen der Temperatur trotz der Persistenz die gewohnten statistischen Methoden anwenden zu können, müssen die Daten so zusammengefasst werden, dass sie in jeder Gruppe voneinander unabhängig sind. Da in erster Linie der jahreszeitliche Verlauf interessiert, liegt es nahe, bei einer langjährigen Messreihe die Temperaturwerte eines bestimmten Datums gemeinsam zu verarbeiten. So sind die in Abbildung 1 als Beispiel angeführten 60 Temperaturdaten von  $T_{av}$  des 9. April der Jahre 1901–1960 stochastisch voneinander unabhängig, wie sich mit einem nichtparametrischen Test leicht nachweisen lässt.

Berechnet man auf diese Art von jedem Datum ( $j=1, 2, \dots, 366$ ) den Mittelwert  $\bar{T}(j)$  und die Standardabweichung  $s(j)$  und trägt die so ge-

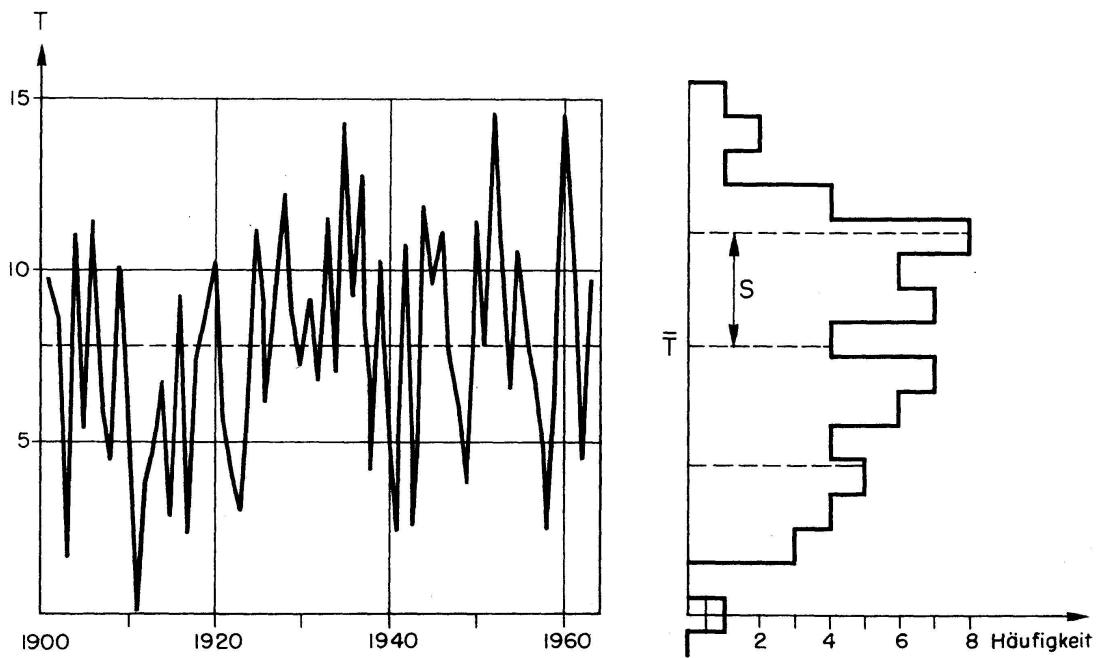


Abbildung 1

Links: Temperaturwerte des 9. April während der Periode 1901–1960  
Rechts: Häufigkeitsverteilung, Mittelwert und Standardabweichung der Temperaturwerte vom 9. April

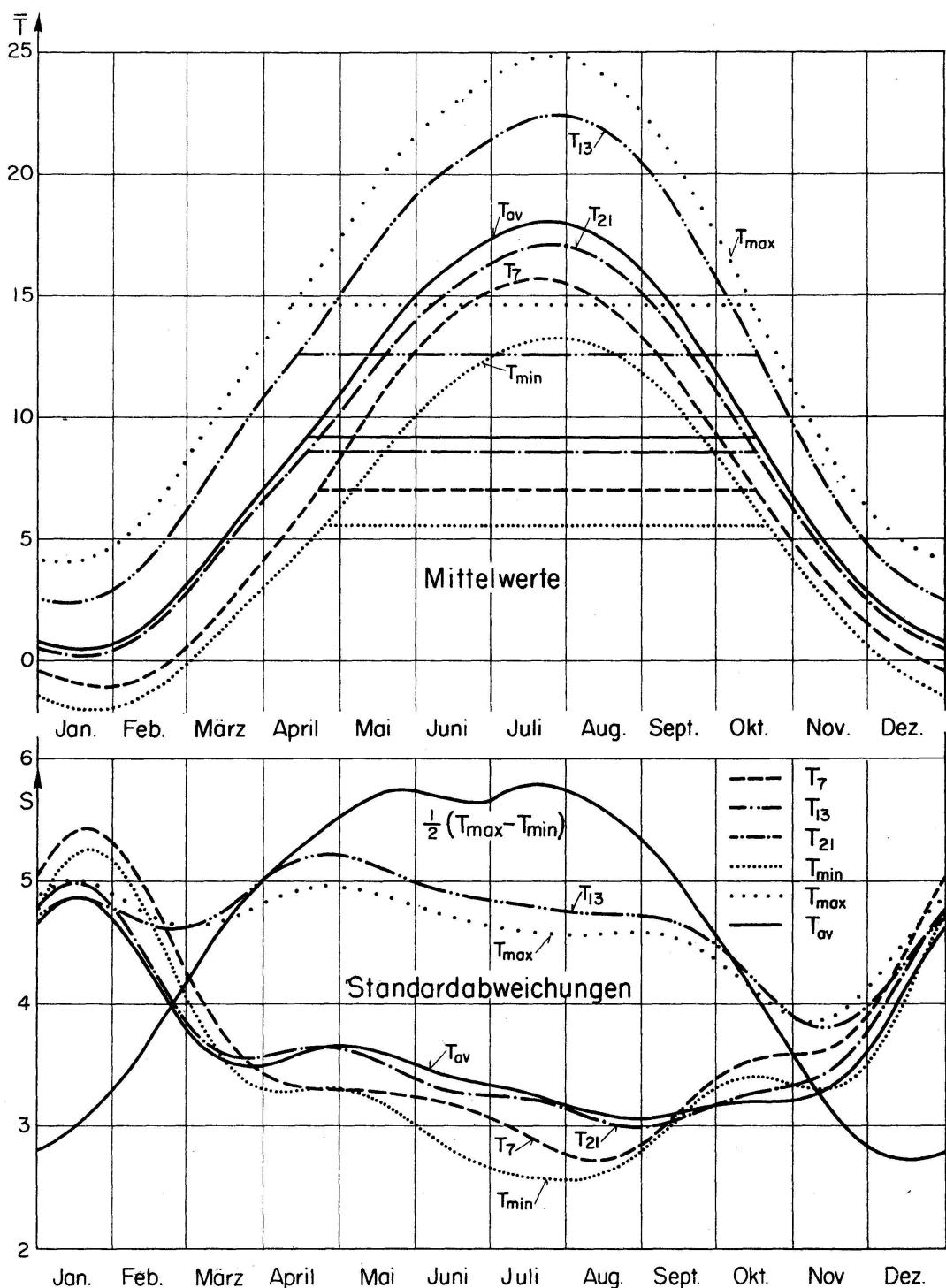


Abbildung 2

Klimatologischer Jahresverlauf der Temperatur von Basel für die Periode 1901–1960

Oben: Temperaturverlauf mit Angabe der Mittelwerte

Unten: Standardabweichungen und mittlere Differenz der Extremwerte

fundenen Werte graphisch über einer Zeitskala auf, so erhält man wegen der geringen Stichprobengrösse ( $N_s=60$ ) naturgemäß keinen glatten Verlauf. Als Glättungsmethode kann die Fourieranalyse mit nachfolgender Fouriersynthese benutzt werden, worauf die Funktionen in der Form

$$f(j) = a_0 + \sum_{i=1}^N a_i \cdot \cos(i \cdot \varphi_j) + \sum_{i=1}^N b_i \cdot \sin(i \cdot \varphi_j) \quad (1)$$

$$\varphi_j = j \cdot \frac{2\pi}{366} \quad (j=1, 2, \dots, 366)$$

dargestellt werden. Die Anzahl  $N$  der Harmonischen hängt weitgehend von der Art ab, mit welcher die Amplituden

$$c_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2} \quad (2)$$

der  $i$ -ten Harmonischen mit wachsendem  $i$  abfallen. Bei den vorliegenden Untersuchungen hat sich gezeigt, dass es genügt, für den Temperaturverlauf  $N=2$  zu nehmen, während für die Standardabweichung und auch für den Persistenzkoeffizienten (siehe unten) besser  $N=3$  gewählt wird. Die so ermittelten Kurven für die Mittelwerte und Standardabweichungen der Termin-, Extrem- und Mittelwerte sind in Abbildung 2 zusammengestellt, wobei zusätzlich als Streuungsmass noch die mittlere Differenz der Extremwerte  $(\bar{T}_{\max} - \bar{T}_{\min})/2$  eingetragen ist. Auffallend ist der Verlauf der Standardabweichung, welche für das Temperaturmaximum und  $T_{13}$

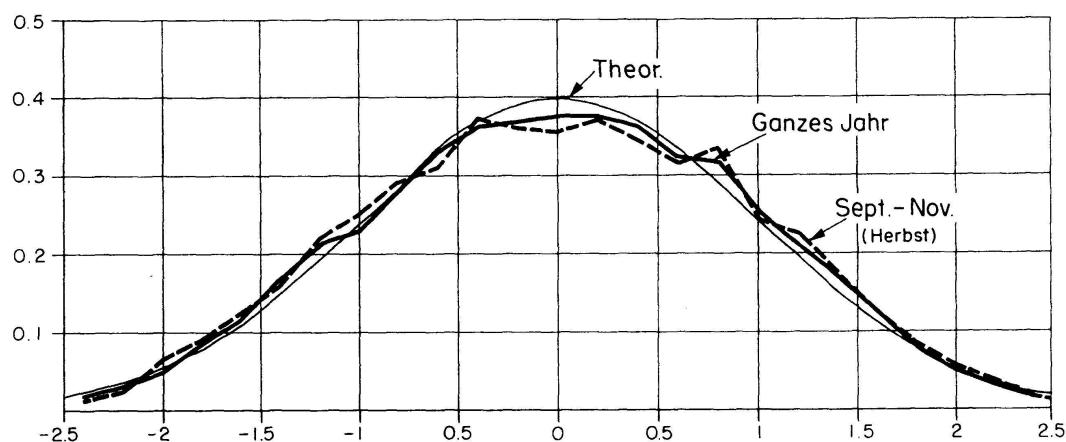


Abbildung 3  
Verteilungsfunktion der normierten Temperatur für Basel während der Periode  
1901–1960

Ausgezogen: ganzes Jahr

Gestrichelt: September bis November

Dünne Kurve: theorethische Normalverteilung

$$X_{i+1} = \underbrace{a_1 \cdot X_i}_{\text{persistenter Anteil}} + \underbrace{\sqrt{(1-a_1^2)} \varepsilon_t}_{\text{stochastischer Anteil}}$$

$$a_0 = 1$$

$$a_n = a_1^n$$

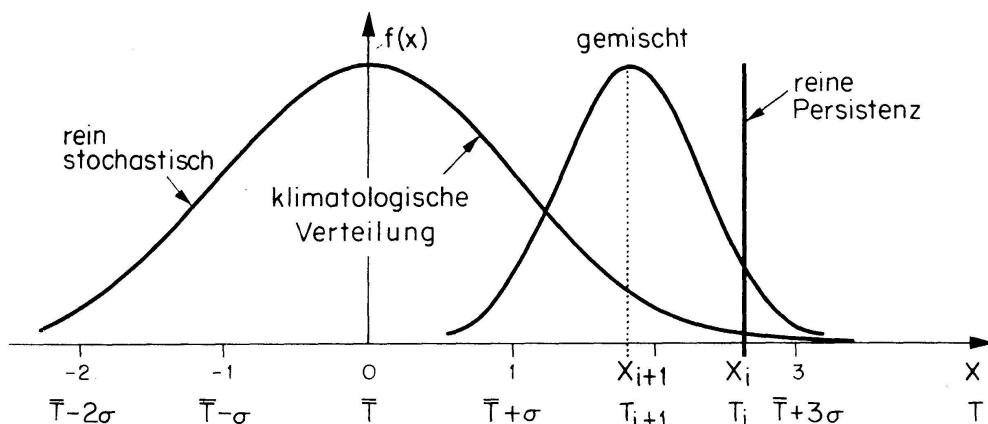


Abbildung 4  
Schematische Darstellung des Markov-Modells

lediglich im Spätherbst unter  $4^{\circ}\text{C}$  fällt, während bei allen anderen Kurven bereits im Sommer Werte von  $3^{\circ}\text{C}$  und darunter erreicht werden.

Mit Hilfe der auf diese Art für jeden Tag des Jahres festgelegten Mittelwerte  $\bar{T}(j)$  und Standardabweichungen  $s(j)$  ist es möglich, die Temperatur jedes Tages  $j$  des Jahres  $i$  wie folgt zu normieren:

$$X_i(j) = \frac{\bar{T}_i(j) - T(j)}{s(j)} \quad (3)$$

Die normierte Variable  $X$  weist für die gesamte Periode 1901–1960 einen Erwartungswert  $E(X)=0$  und eine Varianz  $E(X^2)=1$  auf, wobei ausserdem der Einfluss der Jahreszeit eliminiert ist. Diese Darstellung erlaubt eine sehr allgemeine Untersuchung über die Verteilungsfunktion der Temperatur, bei welcher die Daten *aller Tage* der 60 Jahre gemeinsam verarbeitet werden können. Abbildung 3 zeigt die Verteilungsfunktion für diesen Fall (ganzes Jahr) und für die Monate September bis November; die Abweichungen von der theoretischen Normalverteilung sind gering, so dass in erster Näherung die Temperatur als normalverteilt angenommen werden kann.

Grössere Abweichungen in den Ausläufern der Verteilung müssen in den Wintermonaten registriert werden, wo die kalten Extremwerte ( $X < -2,5$ ) bis zu zehnmal häufiger auftreten, als es die Theorie vorsieht. Es ist geplant, bei zukünftigen Untersuchungen die Extremwerte  $|X| > 2,5$

im Hinblick auf spezielle Wetterlagen genauer zu durchleuchten. Im gleichen Arbeitsgang kann das Datenmaterial auch auf falsche Beobachtungen und Lochfehler hin kontrolliert werden.

Die Persistenz des Temperaturfeldes kann im wesentlichen beschrieben werden durch die Autokorrelation zwischen den Temperaturwerten von zwei Tagen, welche  $n$  Tage auseinanderliegen:

$$a_n(j) = \frac{\sum_{i=1}^{N_s} [T_i(j) - \bar{T}(j)] [T_i(j+n) - \bar{T}(j+n)]}{N_s s(j) s(j+n)} \quad (4)$$

$$= \frac{1}{N_s} \sum_{i=1}^{N_s} X_i(j) \cdot X_i(j+n)$$

( $N_s$ : Stichprobenumfang = Anzahl Jahre)

Für den Grenzfall  $n=0$  ergibt sich direkt die Varianz, welche wegen der Normierung von  $X$  den Wert 1 annimmt:

$$a_0(j) = 1 \quad (5)$$

Im allgemeinen wird  $a_n(j)$  von der Jahreszeit abhängig sein. Nach der Bestimmung des Persistenzkoeffizienten für jeden Tag des Jahres lässt sich der jahreszeitliche Verlauf wiederum mit Hilfe der Fourieranalyse und -synthese glätten (Abb. 5 und 6).

Das Verhalten der Persistenz lässt sich durch das sog. *Markov-Modell* einfache beschreiben. Dieses Modell geht von der Annahme aus, dass sich die normierte Temperatur  $X(j+1)$  von morgen aus zwei Beiträgen zusammensetzt: einem *persistenten Anteil*  $X_p = a_1 X(j)$ , welcher nur von der heutigen Temperatur abhängt, und einem *stochastischen Anteil*  $X_s = \sqrt{1 - a_1^2} \cdot \varepsilon_t$  mit dem Erwartungswert  $E(X_s) = 0$  und der Varianz  $E(X_s^2) = 1 - a_1^2$ . Dieses Modell ist schematisch in Abbildung 4 dargestellt, wo auch noch die zwei Extremfälle  $a_1 = 0$  (rein stochastisch) und  $a_1 = 1$  (rein persistent) eingetragen sind. Aus der Theorie folgt, dass die Persistenzkoeffizienten  $a_n$  folgenden Zusammenhang aufweisen:

$$a_n = a_1^n \quad (6)$$

Die Prüfung dieses Modells kann erfolgen, indem der jahreszeitliche Verlauf von  $a_1, a_2, a_3, a_4$  aus dem Datenmaterial nach Formel (4) berechnet und dann die Kurven  $a_1(j), \sqrt[2]{a_2(j)}, \sqrt[3]{a_3(j)}, \sqrt[4]{a_4(j)}$  miteinander verglichen werden, wie dies in Abbildung 5 für  $T_{av}$  ausgeführt ist. Obwohl natürlich keine vollständige Übereinstimmung der Kurven auftritt, darf doch aus dem ähnlichen Verlauf geschlossen werden, dass in erster Näherung das Persistenzverhalten der Temperatur mit dem Markov-Modell gut angenähert werden kann.

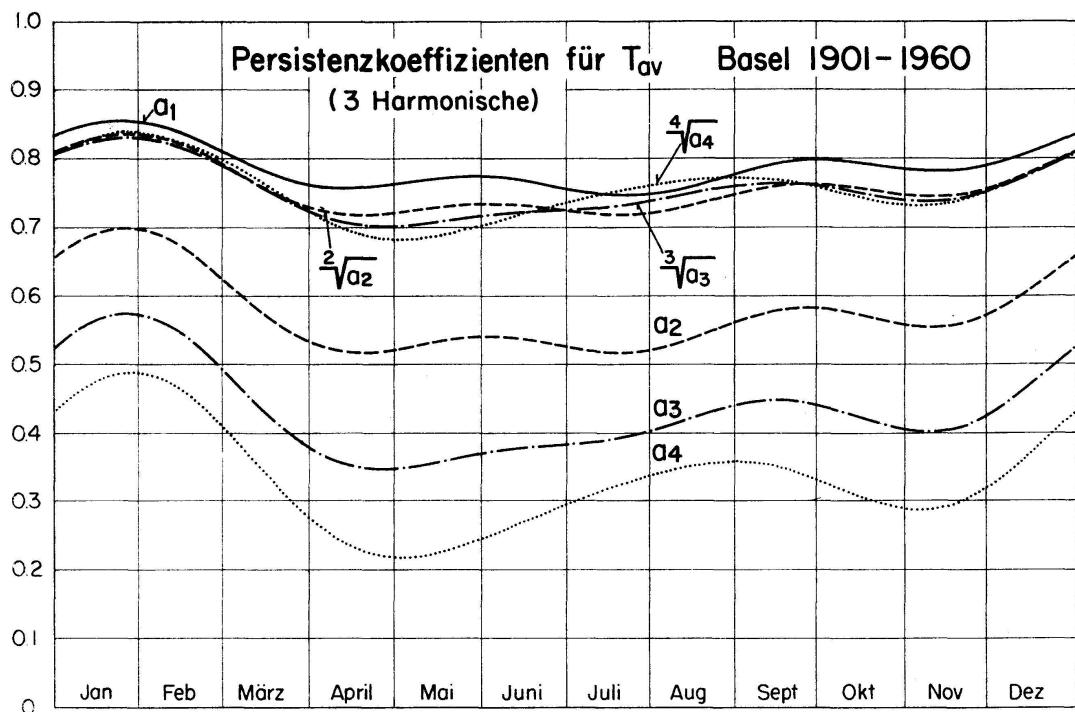


Abbildung 5  
Persistenzkoeffizienten  $a_1, a_2, a_3, a_4$  für  $T_{av}$   
(siehe auch Erläuterungen im Text)

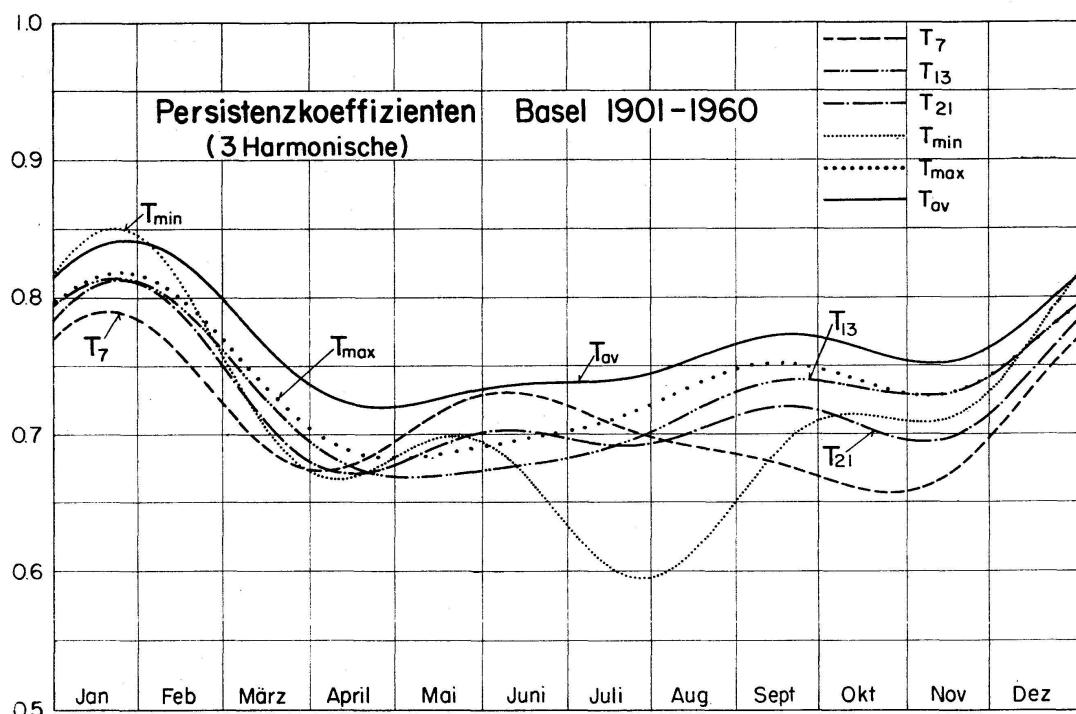


Abbildung 6  
Verlauf der Persistenzkoeffizienten für die drei Terminwerte, die Extrem- und Mittelwerte

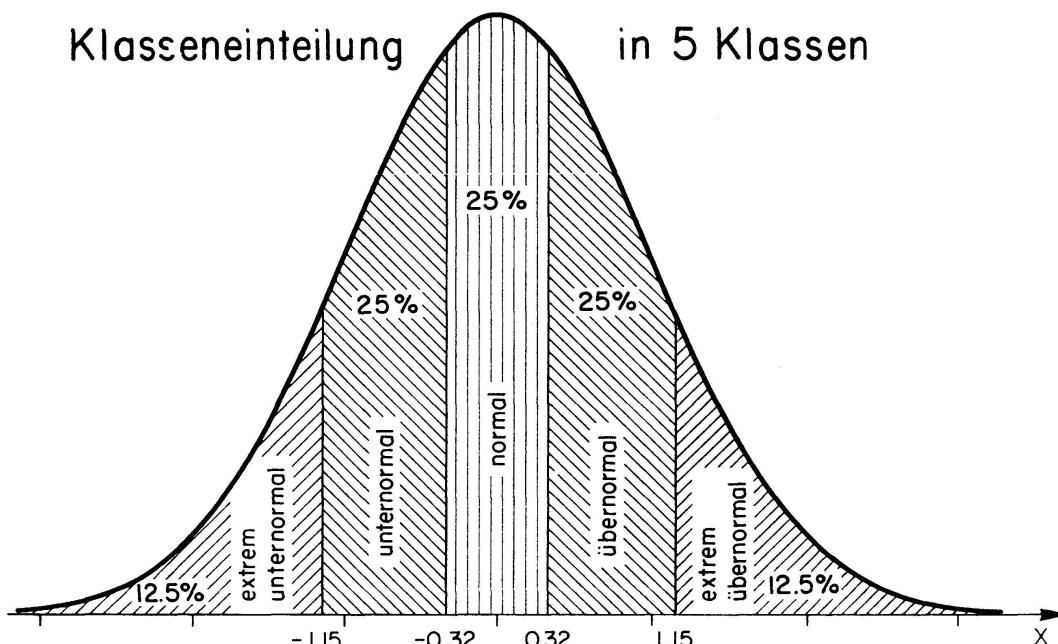


Abbildung 7  
Klasseneinteilung in fünf Klassen

In Abbildung 6 ist der Verlauf der Persistenzkoeffizienten  $a_1(j)$  für die drei Terminwerte wie für die Extrem- und Mittelwerte zusammengefasst. Auch hier zeigt sich wieder ein charakteristischer Jahresgang, indem im Sommer die Persistenz wesentlich geringer ist als in den Wintermonaten. Auffallend sind dabei die extrem tiefen Werte von 0,6 für die Minimaltemperaturen im Hochsommer.

Die Übertragung des (kontinuierlichen) Markov-Modells auf in Klassen eingeteilte Temperaturverteilungen führt auf verallgemeinerte Zeitreihen (oder Markov-Ketten), wo die Abhängigkeiten von den Temperaturdaten zweier aufeinanderfolgender Tage durch Übergangswahrscheinlichkeiten bestimmt werden. Als Beispiel sei hierzu die Einteilung in fünf Klassen nach dem folgenden Schema erwähnt (siehe Abb. 7):

- extrem unternormal (12,5%):  $X < -1,15$
- unternormal (25%):  $-1,15 \leq X < -0,32$
- normal (25%):  $-0,32 \leq X < 0,32$
- übernormal (25%):  $0,32 \leq X < 1,15$
- extrem übernormal (12,5%):  $1,15 \leq X$

Für einen Persistenzkoeffizienten  $a_1 = 0,8$  lassen sich dabei die in Abbildung 8 aufgeführten Übergangswahrscheinlichkeiten berechnen. Diese Tabelle kann beispielsweise als Unterlage für statistische Temperaturregnosien dienen, wenn der Verlauf der Mittelwerte und der Standardabweichung der Temperatur für eine bestimmte Station bekannt ist.

heute \ morgen	extrem unter-normal	unter-normal	normal	über-normal	extrem über-normal
extrem unternormal	.585	.346	.063	.006	0
unternormal	.174	.474	.271	.078	.003
normal	.032	.271	.394	.271	.032
übernormal	.003	.078	.271	.474	.174
extrem übernormal	0	.006	.063	.346	.585
klimatolog. Mittel	.125	.250	.250	.250	.125

Abbildung 8  
Übergangswahrscheinlichkeit für  $a_1 = 0,8$

	i	T <sub>7</sub>			T <sub>13</sub>			T <sub>21</sub>		
		a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>	c <sub>i</sub>	a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>	c <sub>i</sub>	a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>	c <sub>i</sub>
Mittelwert	0	7.01		7.01	12.62		12.62	8.60		8.60
	1	-8.31	-2.73	8.75	-10.06	-2.58	10.39	-8.41	-2.43	8.76
	2	0.42	0.11	0.43	-0.76	0.57	0.95	-0.23	0.41	0.47
	3	0.13	0.03	0.13	0.13	-0.06	0.14	0.08	0.15	0.17
Standard-Abweichung	0	3.68		3.68	4.67		4.67	3.64		3.64
	1	0.94	0.32	0.99	-0.28	0.36	0.45	0.60	0.33	0.69
	2	0.32	0.17	0.36	0.02	0.11	0.11	0.32	0.09	0.33
	3	0.05	0.31	0.31	0.21	0.08	0.23	0.17	0.14	0.22
	4	0.05	0.11	0.12	0.09	0.05	0.10	0.05	0.13	0.14
	5	-0.03	-0.03	0.05	-0.02	-0.02	0.03	-0.03	-0.04	0.05
Persistenz-koeffizient	0	0.708		0.708	0.727		0.727	0.719		0.719
	1	0.016	0.020	0.026	0.053	-0.008	0.053	0.038	0.005	0.038
	2	0.037	0.015	0.040	0.011	0.028	0.030	0.021	0.025	0.033
	3	0.009	0.019	0.021	0.004	0.014	0.014	0.007	0.024	0.025
	4	-0.005	0.004	0.006	0.005	0.001	0.005	-0.010	0.003	0.010

Abbildung 9  
Fourierkoeffizienten der Terminwerte (Basel 1901–1960)

	i	T <sub>min</sub>			T <sub>max</sub>			$\bar{T} = \frac{1}{4} (T_7 + T_{13} + 2T_{21})$		
		a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>	c <sub>i</sub>	a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>	c <sub>i</sub>	a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>	c <sub>i</sub>
Mittelwert	0	<b>5.56</b>	<b>-2.87</b>	5.56	<b>14.64</b>	<b>-2.37</b>	14.64	<b>9.21</b>	<b>2.54</b>	9.21
	1	<b>-7.35</b>	<b>0.31</b>	7.90	<b>-10.53</b>	<b>0.62</b>	10.80	<b>-8.80</b>	<b>0.38</b>	9.16
	2	<b>-0.10</b>	<b>0.31</b>	0.33	<b>-0.70</b>	<b>0.21</b>	0.94	<b>-0.20</b>	<b>0.10</b>	0.43
	3	0.04	-0.07	0.08	0.12	-0.08	0.15	0.10	-0.10	0.14
Standard-abweichung	0	<b>3.48</b>		3.48	<b>4.59</b>		4.59	<b>3.61</b>		3.61
	1	<b>0.92</b>	<b>0.34</b>	0.98	<b>-0.09</b>	<b>0.33</b>	0.34	<b>0.49</b>	<b>0.34</b>	0.59
	2	<b>0.20</b>	<b>0.20</b>	0.28	<b>0.09</b>	<b>0.13</b>	0.16	<b>0.32</b>	<b>0.10</b>	0.34
	3	<b>0.14</b>	<b>0.35</b>	0.38	<b>0.21</b>	<b>0.08</b>	0.23	<b>0.17</b>	<b>0.17</b>	0.25
	4	<b>0.03</b>	<b>0.15</b>	0.15	<b>0.08</b>	<b>0.02</b>	0.08	<b>0.05</b>	<b>0.11</b>	0.12
	5	-0.01	-0.07	0.07	0.01	-0.06	0.06	-0.04	-0.04	0.06
Persistenz - koefizient	0	<b>0.708</b>		0.708	<b>0.737</b>		0.737	<b>0.765</b>		0.765
	1	<b>0.083</b>	<b>0.022</b>	0.086	<b>0.043</b>	<b>-0.008</b>	0.044	<b>0.037</b>	<b>-0.006</b>	0.037
	2	<b>0.018</b>	<b>0.004</b>	0.019	<b>0.011</b>	<b>0.030</b>	0.032	<b>0.011</b>	<b>0.026</b>	0.028
	3	<b>0.009</b>	<b>0.042</b>	0.043	<b>0.005</b>	<b>0.014</b>	0.015	<b>0.003</b>	<b>0.017</b>	0.017
	4	-0.003	-0.003	0.004	0.001	-0.001	0.002	-0.004	0.002	0.005

*Abbildung 10*  
Fourierkoeffizienten der Extrem- und Mittelwerte (Basel 1901–1960)

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die hier (wenigstens für Basel) durchgeführte Verifikation einer Temperaturstruktur, welche einer Normalverteilung und dem Markov-Modell genügt, die Möglichkeit bietet, diese Struktur mit einigen wenigen, aber aussagekräftigen Zahlen weitgehend zu charakterisieren und damit die in langjährigen Messreihen gespeicherte klimatologische Information auf knappsten Raum zu komprimieren. Dies geschieht durch die Angabe der Fourierkoeffizienten  $a_i$  und  $b_i$ , wobei nach den bisher gefundenen Resultaten für den Temperaturmittelwert zwei Harmonische, für die Standardabweichung und den Persistenzkoeffizienten drei Harmonische herangezogen werden sollten. Diese Regelung wurde auch bei den graphischen Darstellungen in den Abbildungen 2 und 6 angewendet. In den Abbildungen 9 und 10 sind die wesentlichen Fourierkoeffizienten in zwei Tabellen zusammengefasst, zusammen mit einigen zusätzlichen Harmonischen und dem Wert von  $c_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}$ , welche den Abfall der Amplituden mit wachsendem  $i$  erkennen lassen.

Es wurde bisher kein Versuch unternommen, die hier gefundenen Resultate in klimatologischem Sinne zu interpretieren. Es ist jedoch zu hoffen, dass im Verlaufe der Durchführung des geplanten Forschungsprojektes eine verstärkte Zusammenarbeit zwischen Klimatologen und Statistikern einsetzen wird, welche erst eine optimale Auswertung der mit statistischen Methoden ermittelten Ergebnisse ermöglichen kann.

## **8. J. MARTINEC (Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, 7260 Weissfluhjoch/Davos) – Repräsentative Einzugsgebiete für Abflussstudien**

In letzter Zeit benützt man im wachsenden Ausmass für die Studien des Wasserhaushalts und des Abflussprozesses kleinere ausgewählte Einzugsgebiete, die typische Verhältnisse repräsentieren und in denen konzentrierte Messungen durchgeführt werden können.

Diese Richtung wurde besonders im Laufe des Internationalen hydrologischen Dezenniums gefördert. Somit kann man Resultate aus verschiedenen Testgebieten in der ganzen Welt vergleichen, um ihnen eine allgemeinere Gültigkeit zu verleihen. Solche Erkenntnisse kann man in weiteren wasserwirtschaftlich und ökonomisch wichtigen Gebieten anwenden.

Als Beispiel eines repräsentativen Einzugsgebietes kann das Dischmatal bei Davos dienen, das mit Rücksicht auf die Meereshöhe besonders für die Erforschung des Schneeabflusses geeignet ist. Einige Gebirgsgebiete verschiedener Länder (Japan, Spanien, Schweiz, Tschechoslowakei) wurden verglichen. Die Flächen waren im Bereich von 2,65–256 km<sup>2</sup>, die Meereshöhen von 300–3146 m und die berechneten Abflussspenden von 39–187 l/sec · km<sup>2</sup>.

Als Beispiel der praktischen Anwendung von Studien in solchen Gebieten können Durchflussvorhersagen genannt werden. In dem Gebirgstal Modry Dul (Tschechoslowakei) wurde eine Formel für die Berechnung des Schneeabflusses abgeleitet, in welcher der Temperaturfaktor, der Senkungs- und Abflusskoeffizient ermittelt werden müssen.

Im Testgebiet Dischma wurden am Anfang des Forschungsprogramms die Formen der Durchflussganglinien auf den jeweiligen Zustand der Schneedecke und auf Temperaturverhältnisse zurückgeführt.

Mit Rücksicht auf den Höhenbereich kann die erwähnte Formel für Dischma nicht ohne weiteres übernommen, sondern muss entsprechend ergänzt werden.

### *Schlussbemerkungen*

Es wurde versucht, mit einigen Beispielen auf die Bedeutung der repräsentativen Einzugsgebiete und der internationalen Zusammenarbeit in der Hydrologie hinzuweisen.

Bei dem besprochenen Schneeabflussprozess erscheinen vor allem der Tagesgradfaktor, die Konzentrationszeit, die Durchflussverzögerung und der Senkungskoeffizient als Faktoren, die man in Gebieten von verschiedenem Charakter erfassen sollte.

### **LITERATUR**

LINSLEY, R. K., KOHLER, M. A., PAULHUS, J. L. H.: Applied Hydrology. McGraw-Hill, 1949.

MARTINEC, J.: Tagesverlauf des Abflusses in verschiedenen Phasen der Schneeschmelze im Einzugsgebiet Dischma. Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos, Interner Bericht Nr. 494, 1969.

## **9. A. N. AUFDERMAUR** (Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, 7260 Weissfluhjoch/Davos) – *Kristallorientierung in Hagelkörnern*

Vielerorts werden Methoden ausgearbeitet, um aus einer Analyse von Hagelkörnern die Wachstumsbedingungen in der Gewitterwolke zu bestimmen. Zum Beispiel wäre es wertvoll zu wissen, bei welcher Umgebungstemperatur die verschiedenen Schichten des Hagelkornes gewachsen waren. MACKLIN (Vortrag SLF 1969) hat kürzlich gezeigt, wie aufschlussreich diese Information ist: Sie vermittelt nicht nur ein Bild über die vertikalen Bewegungen des wachsenden Hagelkornes, sondern erlaubt vor allem das aus einer vorhergehenden Radiosondierung berechnete Gewittermodell zu prüfen. Dies scheint doch ein ganz wichtiger Punkt zu sein.

In unserem Windkanal wurde untersucht, welche Information die Kristallorientierung (Verteilung der  $c$ -Achsen-Lage) und die Kristallgrösse enthält (LEVI und AUFDERMAUR, 1968, 1970). Es ergaben sich folgende Resultate:

1. a) Durch Anströmen von unterkühlten Tröpfchen an eine Eisoberfläche, die kälter als  $0^{\circ}\text{C}$  bleibt, bildet sich ein Eisansatz mit der  $c$ -Achse in Wachstumsrichtung, d.h. parallel zur Oberflächennormalen. Der Ansatz ist grobkristallin.
- b) Ist die Lufttemperatur unterhalb  $-15^{\circ}\text{C}$ , so weicht die häufigste Achsenlage in zunehmendem Masse von der Oberflächennormalen ab. Der Winkel  $\varphi_m$  zwischen der häufigsten Achsenlage und der Oberflächennormalen erreicht  $45^{\circ}$  bei Temperaturen unterhalb  $-20^{\circ}\text{C}$ . Gleichzeitig wird der Eisansatz feinkristallin.
2. a) Wird die wachsende Eisoberfläche durch die Gefrierwärme auf  $0^{\circ}\text{C}$  erwärmt und bildet sich ein Ansatz von Eis-Wasser-Gemisch, so liegt die  $c$ -Achse senkrecht zur Wachstumsrichtung, d. h.  $\varphi_m = 90^{\circ}$ . Der Ansatz ist meist grobkristallin.
- b) Analog zu 1 b weicht  $\varphi_m$  bei tiefer Lufttemperatur von  $90^{\circ}$  ab und erreicht ebenfalls  $45^{\circ}$  bei Temperaturen unterhalb  $-20^{\circ}\text{C}$ . Auch wird der Eisansatz mittel- bis feinkristallin.

Die Analyse der Kristallorientierung erlaubt zwar keine genaue Temperaturangabe, aber eine Einteilung in 3 Bereiche: warm, Übergangsgebiet, kalt. Zusätzlich erhält man noch eine Information über den freien Wassergehalt der Wolke: Im Falle 2a und 2b wird nämlich ein kritischer Wassergehalt überschritten.

In natürlichen Hagelkörnern wurde eine Kristallorientierung entsprechend dem Falle 1a schon öfters gefunden (AUFDERMAUR *et al.*, 1963; KNIGHT and KNIGHT, 1968). Erst kürzlich wurde auch Fall 2a ange troffen (LEVI *et al.*, 1970). Viele Analysen wurden jedoch noch nicht

durchgeführt, und in verschiedenen Fällen kam kein statistisch signifikantes Resultat zustande, sei es dass die Anzahl der ausgemessenen Kristalle zu klein war, sei es dass die natürlichen Wachstumsbedingungen nicht genügend homogen waren. Wir hoffen allerdings, mit dem Tomographen (JACCARD, 1967) durch maschinelle Messung und Auswertung der optischen Achse in absehbarer Zukunft ein grösseres Material zu sichten. Gleichzeitig sollten wir versuchen, das Isotopenverhältnis D/H schalenweise zu analysieren, weil zwischen diesem und der Umgebungs-temperatur ein kontinuierlicher Zusammenhang besteht (FACY *et al.*, 1963).

Dies wären etwa die Zusammenhänge, soweit sie das Hagelproblem betreffen. Es bleibt aber noch eine interessante Frage rein physikalischer Natur: Warum sind die *c*-Achsen in der beschriebenen Weise orientiert? Leider kennen wir keine in allen Teilen befriedigende Antwort. Aber wir haben versucht, einige Zusammenhänge mit anderen bekannten Phänomenen aufzuzeigen (LEVI und AUFDERMAUR, 1970). Im unterkühlten Wasser wächst Eis am schnellsten dendritisch senkrecht zur *c*-Achse. Im Falle 2a werden also Dendriten in die auftreffenden Tröpfchen hineinwachsen, und genau soviel Wasser wird gefroren, wie Gefrierwärme durch die Unterkühlung kompensiert und an die Luft abgegeben wird. Es entsteht ein wasserhaltiger Eisansatz mit der *c*-Achse parallel zur wachsenden Oberfläche ( $\varphi_m = 90^\circ$ ). Diese Erklärung wurde auch von KNIGHT (1968) gegeben. Da sich aber mit zunehmender Unterkühlung der Winkel zwischen *c*-Achse und der schnellsten Wachstumsrichtung verkleinert (z. B. MACKLIN und RYAN, 1965) wird auch unser  $\varphi_m$  im Falle 2b kleiner als  $90^\circ$  bei tiefer Umgebungstemperatur. Fall 1 unterscheidet sich von Fall 2 prinzipiell dadurch, dass bei kleinerer Wachstumsrate die Luftkühlung primär das Hagelkorn unter  $0^\circ\text{C}$  hält. Wie MACKLIN und PAYNE (1967) zeigten, wird die Gefrierwärme von den anfrierenden Tröpfchen über den Wärmespeicher des Hagelkernes an die Luft abgegeben. Das Gefrieren erfolgt in zwei Phasen: Gefrieren im unterkühlten Tröpfchen und vollständiges Durchfrieren von der Eisunterlage her. Dendriten, die in der ersten Gefrierphase der Unterlage entlanglaufen, dürften beim vollständigen Durchfrieren in der zweiten Gefrierphase massgebend sein. So stellt sich eine Achsenlage gemäss Fall 1a ein:  $\varphi_m = 0^\circ$ . Im Fall 1b verändert sich wegen der grossen Unterkühlung der Winkel zwischen *c*-Achse und dendritischer Wachstumsrichtung, so dass  $\varphi_m$  grösser als  $0^\circ$  wird. Zuletzt sei noch die Frage aufgeworfen, warum die grosse Unterkühlung und damit das Übergangsgebiet erst bei  $-15^\circ\text{C}$  erreicht wird. Dies hängt mit dem raschen Abbau der Unterkühlung durch Wärmeleitung beim Kontakt mit Eis zusammen. Beim Aufprall zerfliesst das Tröpfchen zu einem Fleck von einigen  $\mu\text{m}$  Schichtdicke (MACKLIN und PAYNE, 1969). Messungen am elektrischen Analogon haben gezeigt, dass erst etwa unterhalb  $-15$  bis  $-25^\circ\text{C}$ , je nach Schichtdicke, ein Eisdendrit dem Temperaturausgleich voraneilen kann. Dies hängt damit zusammen, dass die Wachstumsgeschwindigkeit von Eis etwa quadratisch mit der Unterkühlung zunimmt (z. B. BROWNSCOMBE und HALLETT, 1967). Aus diesen Ausfüh-

rungen dürfte hervorgehen, dass die Kristallorientierung von verschiedenen Faktoren auf komplizierte Weise abhängt, ganz zu schweigen von den hier nicht erwähnten Problemen der Keimbildung.

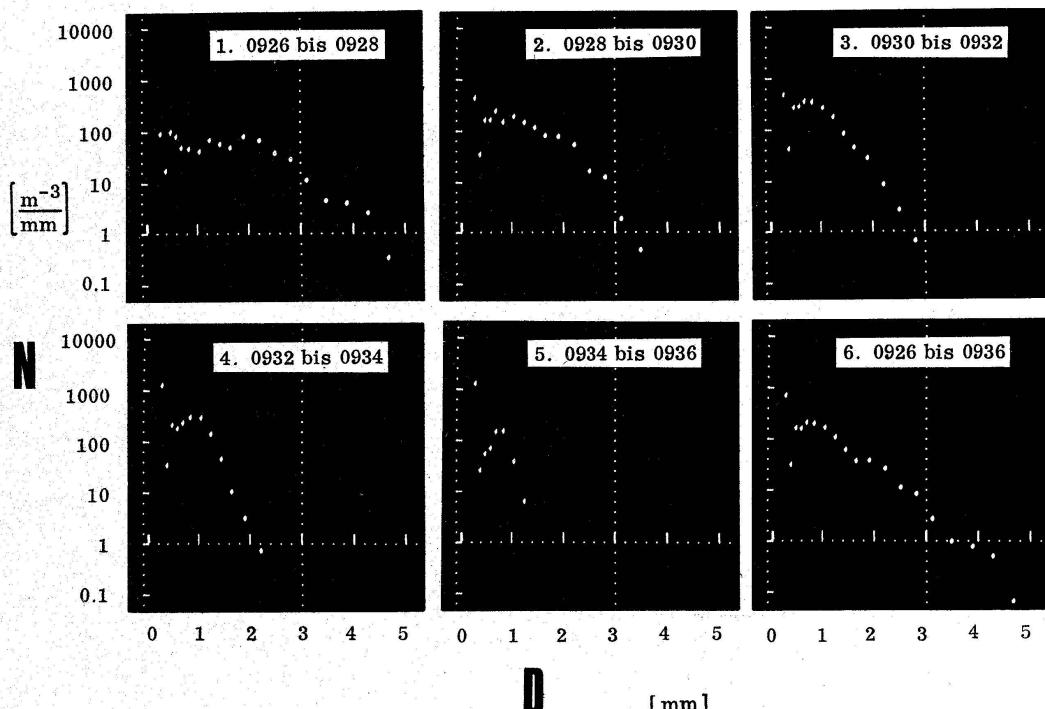
#### LITERATUR

- AUFDERMAUR, A. N., LIST, R., MAYES, W. C., and DE QUERVAIN, M. R.: Kristallachsenlagen in Hagelkörnern. *Z. angew. Math. Phys.* 14, 574–589; 1963.
- BROWNSCOMBE, J. L., and HALLETT, J.: Experimental and field studies of precipitation particles formed by the freezing of supercooled water. *J. Atmos. Sci.* 21, 671–682; 1967.
- FACY, L., MERLIVAT, L., NIEF, G., and ROTH, E.: The study of the formation of a hailstone by means of isotopic analysis. *J. Geophys. Res.* 68, 3841–3848; 1963.
- JACCARD, C.: Automatic thin section analysis with the tomograph. IUGG General Assembly, Bern, IASH, Commission of Snow and Ice, Publ. No. 79, 345–351, 1967.
- KNIGHT, C. A.: On the mechanism of spongy hailstone growth. *J. Atmos. Sci.* 25, 440–444; 1968.
- KNIGHT, C. A., and KNIGHT, N. C.: Spongy hailstone growth criteria I. Orientation fabrics. *J. Atmos. Sci.* 25, 445–452; 1968a.
- LEVI, L., and AUFDERMAUR, A. N.: Orientation of ice crystals grown by accretion of supercooled droplets. *Proc. Int. Symp. on the Physics of Ice*, Munich, 620–630, Plenum Press, New York 1968.
- LEVI, L., ACHAVAL, E., and AUFDERMAUR, A. N.: Crystal orientation in a wet growth hailstone. *J. Atmos. Sci.* (submitted) 1970.
- LEVI, L., and AUFDERMAUR, A. N.: Cristallographic orientation and crystal size in cylindrical accretions of ice. *J. Atmos. Sci.* (submitted) 1970.
- MACKLIN, W. C., and RYAN, B. F.: The structure of ice grown in bulk supercooled water. *J. Atmos. Sci.* 22, 452–459; 1965.
- MACKLIN, W. C., and PAYNE, G. S.: A theoretical investigation of the ice accretion process. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 93, 195–214; 1967.
- MACKLIN, W. C., and PAYNE, G. S.: The spreading of accreted droplets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* (in press) 1969.

#### 10. J. JOSS and A. WALDVOGEL (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti) – *The variations in rain drop distributions*

Size distributions of rain drops are of interest to communication engineers, cloud physicists and radar meteorologists. For more than fifty years the distributions were usually measured with the filter paper method. However, the evaluation of the filter papers is very time consuming. For this reason, during the last years many scientists constructed instruments for measuring drop size distributions in an easier way than with the filter paper technique. Efforts are made to get a continuous record of the distribution, because only a continuous display can show the variations measured during a short time interval that occur even in rain out of stratified clouds. With the filter paper method it is practically impossible to get this continuity, especially during a heavy shower or thunderstorm.

With the Swiss Commission on Hail Research as a sponsor we developed a distrometer for rain drops that allows a continuous recording of drop size distributions from light drizzle to tropical cloud bursts. With



The number  $N$  of drops per  $\text{m}^3$  and per mm diameter interval as a function of the drop diameter  $D$  (mm)

*Figures 1-6*

The number  $N$  of drops per  $\text{m}^3$  and per mm diameter interval as a function of the drop diameter  $D$  [mm]

our data processing system it is possible to display the distributions in real time, and to punch the data on paper tape simultaneously. We found drops as large as 6 mm in diameter, but usually there are only very few of them. Most of the rain storms show a nearly exponential decrease of the number of drops with increasing drop diameter; i.e. there are much more small drops than large ones. An exponential distribution is found almost always when the distribution is averaged over a whole rain storm. Distributions measured during a short time interval, however, are changing very fast and often show no similarity to the exponential law.

The variations of the distribution in short time intervals may be caused by different effects: the growth and decay of a precipitating cell, the movement of a cell combined with the different fall velocities of small and large drops and the wind shear combined with the difference of the fall velocities. Such variations are illustrated in figures 1-5, representing five successive distributions each one measured for a period of 2 minutes during a shower situation on the 24th of June 1969. Figure 6 represents the average of the distributions in figures 1-5. This averaged distribution may be approximated rather well by the exponential law, which is not the case for the distributions in figures 1-5.

The large variations in the drop size distribution over short periods of time as mentioned above tend to veil the fundamental but usually smaller

variations caused by mesoscale weather changes e.g. different fronts. Continuous recording of the drop size distributions in connection with our data processing system enables us to recognize the two types of variations. Thus we are able to get a better picture of the dynamics of precipitation.

A film presented at the “Tagung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft”, shows the variations of the drop size distributions for different weather situations at different locations: Karlsruhe, Locarno, Malvern (UK), and Panama.

**11. R. BERTHIER** (Centre d'études scientifiques et techniques, Grenoble) – *Description des équipements automatiques de télémesure du Puigmal (Pyrénées orientales)*

Station «haute». Altitude 2830 m, sur la crête délimitant la frontière franco-espagnole. Mise en service: juillet 1967. Station «basse». Altitude 2380 m, même région. Mise en service: décembre 1966. Travaillant indépendamment en mesure et émission radio.

Centre de réception. Altitude 1800 m, à Font-Romeu, à une distance d'environ 20 km, masque important. Mission des stations: étude des possibilités d'implantation et d'exploitation d'une station de sports d'hiver. Conditions initiales: climat très doux, emplacements inaccessibles pendant 6 mois, froid intense, vents presque constants atteignant 200 km/h. Doivent fonctionner sans personnel, sans autre source d'énergie que le soleil.

*Consistance*: un abri métallique – refuge, un pylone en tubes et haubans.

*Mesures*: température, hygrométrie, hauteur de neige (nivomètres spéciaux à cellules infrarouges), vitesse du vent selon 8 directions (hélice libre à 4 pales, exécutée en matériaux sans adhérence avec la glace).

*Matériel radio*: en containers hermétiques étanches à l'immersion. Dans les deux stations:

- Horloge électrique pour commutation et déclenchement des émissions
- Convertisseur DC-AC
- Codage-mémoires, émetteur VHF bande 151 à 162 MHz; 0,2 W – antenne
- Energie photo-piles Hoffmann sur le pylône
- Stockage batterie enterrée 1000 W/h
- Antenne double dipôle et réflecteur plan, polarisation verticale, gain 8 dB. Portée sans masque: 100 km

A la réception. Alimentation sur secteur, sensibilité 0,1 µV. Enregistrement sur machine imprimant en décimal les signaux de mesure et les

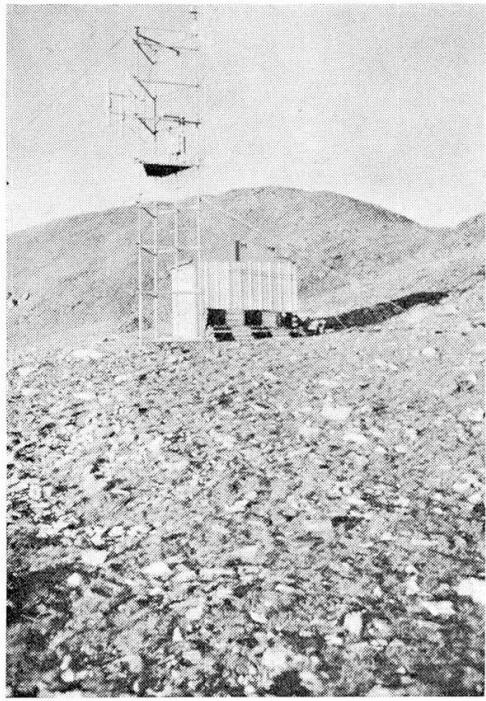


Figure 1  
Station haute. Pylône et refuge

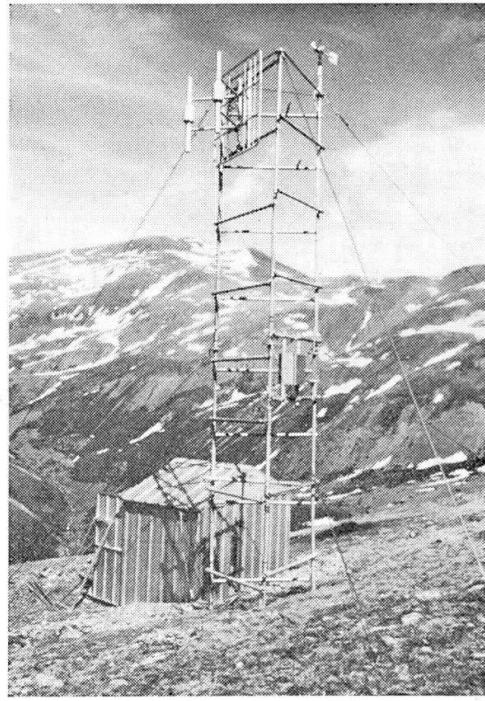


Figure 2  
Station basse. Pylône et refuge



Figure 3  
Nivomètres



Figure 4  
Pylône d'une station d'émission  
En haut: anémomètre hélice  
A gauche: antenne  
Au milieu: pile solaire

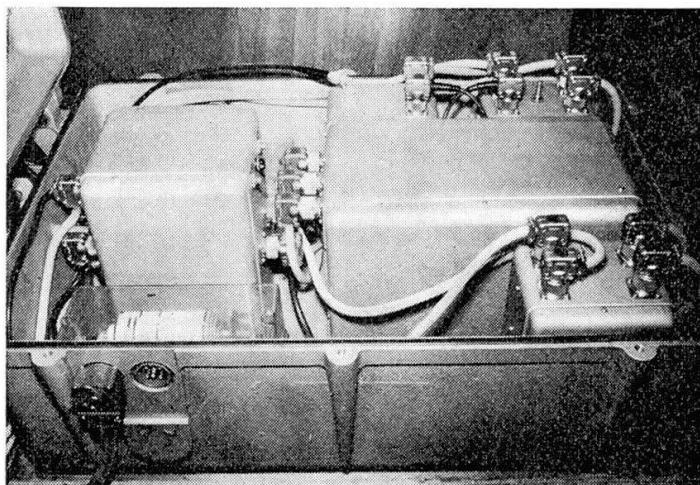


Figure 5  
Container étanche de toute l'électronique (couvercle enlevé)

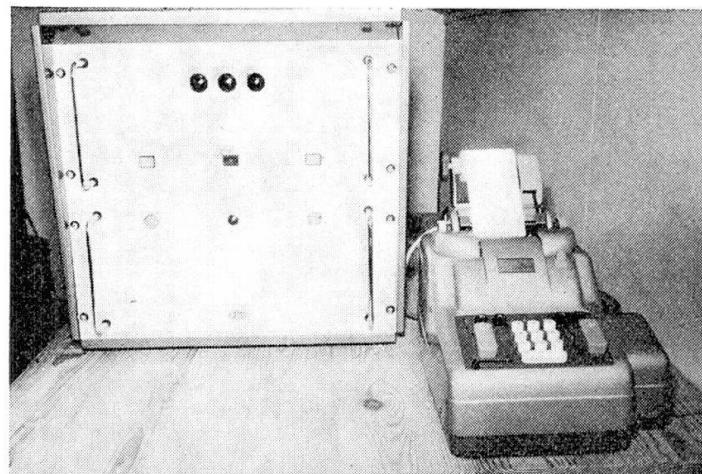


Figure 6  
Récepteur et imprimante

signaux de contrôle. Le récepteur est en veille permanente et l'enregistrement est déclenché par les horloges des émetteurs.

L'ensemble fonctionne toute l'année sans interruption. Deux visites d'entretien en juin et octobre. La pylône station haute a été tordu par le vent, mais tient bien depuis son renforcement.

Ce matériel original du CEST avait été mis au point antérieurement sur les hauts plateaux algériens et dans diverses études de bassins hydrologiques en France. Il représente donc une expérience d'environ 10 ans. Il pourrait être reproduit par les soins de cet organisme pour l'adapter à toute mission de télémesure automatique.

**12. P. BENER** (Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos) –  
*Ergebnisse spektraler Messungen der ultravioletten Zenitstrahlung in verschiedenen Höhen über Meer*

Erscheint ausführlich in Final Scientific Report, Contract AF 61(052)-618, Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos, Januar 1970.

**13. C. FRÖHLICH und H. WIERZEJEWSKI** (Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos) – *Ein neues Kompensationspyrheliometer*

Das von ÅNGSTRÖM [1] 1893 konstruierte Kompensationspyrheliometer ist seit jener Zeit praktisch unverändert in Gebrauch. Die Fehler, die bei seiner Verwendung auftreten können, sind vielfach diskutiert worden; jedoch wurde bisher kaum versucht, sie durch konstruktive Massnahmen zu beheben. Wie die vorliegende Arbeit zeigt, können aber verschiedene Mängel durch Änderungen der Konstruktion behoben werden. Das Kompensationsprinzip wird hierbei beibehalten. Durch die neue Konstruktion werden aber nicht nur die Fehler des früheren Empfängermodells verringert bzw. eliminiert, sondern es wird dadurch zugleich ermöglicht, auch eine verbesserte Messmethode für den der Lamelle durch elektrische Heizung zugeführten Kompensationswärmestrom anzuwenden.

Einer der Hauptmängel der alten Konstruktion besteht darin, dass die beiden Lamellen so angeordnet sind, dass sie sich thermisch beeinflussen können und dass sie bei der Bestrahlung durch die Sonne bzw. der Heizung durch elektrischen Strom eine zu hohe Übertemperatur annehmen, wobei ein relativ grosser Anteil der Wärme durch Konvektion abgeführt wird. Das bedeutet, dass durch äussere Einflüsse, wie zum Beispiel Wind oder Neigung des Instrumentes um die Längsachse, das Verhalten des Pyrheliometers stark beeinflusst wird.

Bei der neuen Konstruktion wird der Einfluss der Konvektion dadurch stark verringert, dass Lamellen höherer thermischer Leitfähigkeit verwendet werden, so dass ihre Temperaturerhöhung bei gleicher Heizleistung kleiner ist. Andererseits wird die gegenseitige thermische Beeinflussung der Lamellen durch Einbau in zwei voneinander getrennte Kammern verhindert (keine Neigungsabhängigkeit mehr). Diese Massnahmen bedingen aber eine neue Lamellenkonstruktion. Beim alten ÅNGSTRÖM-Pyrheliometermodell bestehen die Lamellen aus dünnen Manganinbändern. Diese Bänder müssen sehr dünn gewählt werden, um einen genügend hohen elektrischen Widerstand zu erzielen. Dadurch wird aber zugleich ihr Wärmewiderstand gross. Bei der neuen Konstruktion werden die Lamellen durch Manganindrähte ( $\varnothing 0,09$  mm) gebildet, die parallel aneinander gereiht, aber elektrisch in Serie geschaltet sind. So wird eine Lamelle erhalten, die in den geometrischen Dimensionen der früheren gleich ist, aber einen rund 40mal grösseren elektrischen Widerstand besitzt, obwohl ihr thermischer Widerstand 5mal kleiner ist. Durch den kleineren Wärmewiderstand ist die Übertemperatur und damit die

Konvektion wesentlich verringert, und durch den höheren elektrischen Widerstand ist die Möglichkeit einer direkten Messung der elektrischen Heizleistung gegeben. Im weiteren wird die Messung der Temperaturdifferenz der beiden Lamellen mit einer nach einem neuen Verfahren hergestellten 14gliedrigen Thermosäule vorgenommen. Dadurch wird die Messempfindlichkeit trotz der Verringerung der Übertemperatur der Lamellen gegenüber dem alten Modell noch etwas vergrössert, was vom messtechnischen Standpunkt aus sehr erwünscht ist.

#### LITERATUR

1. ÅNGSTRÖM, K.: *Astrophy.J.* 9, 334; 1899.  
Eine ausführliche Arbeit erscheint demnächst.

#### **14. M. KRAMMER (Basel) – Über das Verhalten des Trübungskoeffizienten bei unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen**

In Binningen, an der Astronomisch-Meteorologischen Anstalt der Universität Basel, sind seit Juli 1963 Strahlungsmessungen mit einem Volzschen Sonnenphotometer durchgeführt worden. Aus jeder Messung wurde der dekadische Trübungskoeffizient, eingeführt durch W. SCHÜEPP [1], bestimmt. Für den sechsjährigen Zeitraum bis Juni 1968 liegen Messungen von 468 Tagen vor. Die Tagesmittelwerte der Trübungskoeffizienten wurden in vier annähernd gleich grosse Populationen aufgeteilt mit den Grenzen  $B$ : 0–0,080; 0,081–0,140; 0,141–0,210; über 0,210. Die relative Häufigkeit der Trübungskoeffizienten dieser Klassen wurden nun nach folgenden meteorologischen Parametern ausgezählt:

*Tabelle 1*  
Relative Häufigkeit der vier Grössenklassen des Trübungskoeffizienten  $B$   
in verschiedenen Luftmassen [in %]

	0–0,080	0,081–0,140	0,141–0,210	über 0,210	$n \sim 100\%$
mT	15,5	37,5	27	20	117
mP	36	26,5	25,5	12	169
A	15	29	24	32	66
cP	10	24	36	30	80
cT	7	38	20,5	34,5	29

In der mP-Luftmasse sind die niedrigsten Trübungen am häufigsten, extrem grosse sind nur selten. In der mT sind leicht unterdurchschnittliche am stärksten vertreten. Bemerkenswert ist die geringe Häufigkeit niedrigster Trübungen in den kontinentalen Luftmassen.

Die Witterungslagen sind in [2] definiert und beschrieben. Wie auch die Luftmassen wurden die Witterungslagen für jeden Messtag dieser Veröffentlichung der MZA entnommen. Da schon die Häufigkeit des Vorkommens der verschiedenen Witterungslagen an sich recht verschieden

*Tabelle 2*  
 Relative Häufigkeit der Witterungslagen bei verschiedenen Werten  
 des Trübungscoeefzienten  $B$  [in %]

Witterungslage $B$	NE	E	S +SE	SW	W	NW	N	L	H	F
0–0,080	5	6	3	16,5	39	13,5	1	6	5	5
0,081–0,140	8	8	4	11	17	13	11	2	6	20
0,141–0,210	12,5	15,5	7	6	11	4,5	5,5	3	4,5	30,5
über 0,210	12	22	5	3	8	3	8	2	0	37
relative Häufigkeit aller Messtage	9,5	12,5	5	9	18	9	6,5	3	4	23,5

ist, müssen die Zahlen der Tabelle mit der untersten Zeile, der relativen Häufigkeit der Witterungslage an allen Messtagen (an Tagen, an denen Strahlungsmessungen möglich waren und auch gemacht wurden), verglichen werden. Ins Auge springt die grosse Häufigkeit niedriger Trübungen in SW- und W-Lagen – diese sind zweimal so gross wie ihre Häufigkeit an sich. Sehr grosse Trübungen häufen sich bei Flachdrucklagen (F), bei Ost- und weniger ausgeprägt bei NE-Lagen.

*Tabelle 3*  
 Relative Häufigkeit verschiedener Windrichtungen (zusammengefasst in vier Sektoren)  
 bei verschieden grossen Werten des Trübungscoeefzienten  $B$

Windrichtung $B$	ENE–SE	SSE–SW	WSW–NW	NNW–NE
0–0,080	38	12	47	3
0,081–0,140	61	3	30	6
0,141–0,210	48	3,5	36	12,5
über 0,210	38	4	47	11
relative Häufigkeit aller Messtage	48	5,5	38	8,5

Hier sind wieder Grundhäufigkeiten für jeden Windsektor, die natürlich nur für die Messtage gelten, als Vergleichsgrundlage mitgeteilt. Man sieht, dass fast 90% der Winde aus den Sektoren ENE–SE und WSW–NW wehen. Bei östlichen Winden überwiegen mittlere Trübungen, bei Winden aus dem Sektor WSW–NW sind sowohl sehr kleine als auch sehr grosse Trübungen recht häufig. Dies ist eine unglückliche Folge der zu wenig ins Detail gehenden Aufteilung. Dieser Sektor enthält nämlich die durchgehenden W–WSW-Winde der advektiven Lagen, aber auch die NW-Winde, die in Binningen bei antizyklonalem Wetter häufig auftreten. Bei Winden aus dem Südsektor sind sehr kleine, bei nördlichen Winden grosse Trübungen vorherrschend.

## LITERATUR

1. SCHÜEPP, W.: Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen. Arch.f.Met.Geoph.Biol.Ser.B,I. 257–346; 1949.
2. SCHÜEPP, M.: Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 bis 1967. Veröff. der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, Nr. 11, 1968.

**15. J.J. WAGNER and K. CREER – *Paleomagnetic and rockmagnetic studies on basalts containing homogeneous oxidized titanomagnetite***

**16. G. BERSET, F. T. MADSEN, M. WEBER (Institut für Geophysik der ETH Zürich) – *Geoelektrische Modellversuche***

*Problemstellung:* In der geoelektrischen Prospektion versucht man, durch Messungen von der Erdoberfläche aus die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes im Boden zu ermitteln. Eine direkte Interpretation der Messergebnisse ist im allgemeinen nicht möglich. Man ist darauf angewiesen, durch Vergleiche der gemessenen Potentialdifferenzen mit theoretischen Werten, die einfachen Modellen entsprechen, zu einer befriedigenden Interpretation zu gelangen. Diese theoretischen Werte können nur für wenige, sehr einfache Modelle analytisch bestimmt werden. In den übrigen Fällen können die gewünschten Größen grundsätzlich entweder durch numerische Integration der Laplace-Differentialgleichung  $\Delta U = O$  ( $U$ : Potential) oder durch Modellversuche bestimmt werden. Für dreidimensionale Anordnungen ist die numerische Integration mit so grossem Rechenaufwand verbunden, dass Modellversuche angebracht erscheinen.

*Anforderungen an ein Modell:* Ein geoelektrisches Modell soll mit vertretbarem Aufwand eine weitgehend beliebige Verteilung räumlicher Leiter mit vorgegebenem Widerstandsverhältnis gestatten. Aus messtechnischen Gründen sind spezifische Widerstände von etwa  $10 \dots 10^4$  [ $\Omega\text{cm}$ ] zweckmäßig (Halbleiter). Praktisch braucht man Widerstandsverhältnisse von höchstens 1 : 100, dazu ideale Leiter (realisiert durch Metalle) und Isolatoren.

*Bis heute gebrauchte Modelle:* In der Hydraulik und Aerodynamik werden seit langem Modellversuche im elektrolytischen Tank ausgeführt. Zweidimensionale Modelle mit einem Halbleiter, idealen Leitern und Isolatoren können leicht mit Widerstandspapier hergestellt werden. Für die Geoelektrik sind Modelle aus Ton, Gips, Zement als Halbleiter zusammen mit Metallen und Isolatoren verwendet worden. Diese Modelle sind sehr umständlich in Herstellung und Handhabung, die Widerstände variieren örtlich und zeitlich in unkontrollierbarer Weise, und vorgegebene Widerstandsverhältnisse verschiedener Halbleiter können nur mit grossen Schwierigkeiten erreicht werden.

*Feste Modelle aus Gelen:* Am Institut für Geophysik der ETH Zürich wurden die Möglichkeiten untersucht, feste Modelle oder Kombinationen

fest/flüssig mit Gelen herzustellen [MADSEN, 1969]. Von den geprüften Substanzen Agar-Agar, Gelatine, Natrium-carboxymethylcellulose (CMC) und Bentonit hat sich die erste als am besten geeignet erwiesen. Mit Konzentrationen von 1–2% Agar-Agar und Salz ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{CuSO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ) oder CMC kann fast jede Modellform und Leitfähigkeit hergestellt werden. 0,5% Formaldehyd verhindern Schimmelbildung. Der Temperaturkoeffizient des Widerstandes von  $2\%/\text{°C}$  bedingt, dass die Modelle vor Gebrauch ganz auf Zimmertemperatur abgekühlt sind. Nachteile des Verfahrens sind der hohe Preis des Agar-Agar, die Notwendigkeit, eine Giessform für das Gel herzustellen, und die beschränkte Gebrauchszeit des Modells infolge der Diffusion zwischen verschiedenen Halbleitern.

Die Diffusionskoeffizienten wurden gemessen und Möglichkeiten zu ihrer Verkleinerung untersucht. Die Diffusionskoeffizienten betragen  $0,25\text{--}1,8 \text{ [cm}^2/\text{Tag]}$ . Die niedrigsten Werte zeigten Gele aus Agar-Agar (1%) mit 2–5% CMC. Modelle von etwa 0,5 m Ausdehnung in einer Richtung sind etwa 24 Stunden brauchbar. Modelle mit zwei Halbleitern werden am besten aus einem Gel und einem flüssigen Elektrolyten hergestellt. Nach Gebrauch kann das Gel vorsichtig geschmolzen und wieder verwendet werden. Als ideale Leiter dienten Chromstahlbleche oder verchromte Messingbleche.

*Modelle aus Flüssigkeiten, die durch semipermeable Membranen getrennt sind:* Diese sind für Modelle mit einfach gekrümmten oder ebenen Trennflächen zwischen den Halbleitern geeignet. Zellulosefolien von 0,02 bis 0,05 mm Dicke ergeben brauchbare Membranen. Die Anwendung der Folien ist ziemlich umständlich. Infolge der grossen Dehnung (10%) beim Benetzen müssen sie nass montiert werden, und an allen Stellen, die auch nur leicht beansprucht sind, muss jede Einkerbung sorgfältig vermieden werden. Als Elektrolyten dienen  $\text{NaCl}$ - oder  $\text{MgSO}_4$ -Lösungen.

Die Vorteile der Flüssigkeitsmodelle liegen in der sehr homogenen Verteilung der Leitfähigkeit der Leiter, im stets kontrollierbaren und leicht zu verändernden Widerstand sowie in der langen Lebensdauer der Modelle. Der spezifische Widerstand der Folien beträgt etwa das Zehnfache des spezifischen Widerstandes der Elektrolyten, in die sie getaucht sind. Infolge ihrer geringen Dicke haben die Folien praktisch keinen störenden Einfluss auf die Stromverteilung im Modell.

Beide neu entwickelten Methoden haben sich an Modellen bewährt, die auch analytisch berechnet werden können.

#### LITERATUR

- HIGGINS, T.J.: Electroanalogic Methods. Applied Mechanics Reviews 9; 1956 and 10; 1957. 975 Referenzen.
- MADSEN, F.T.: Flüssige und feste Modelle für geoelektrische Untersuchungen. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geophysik der ETH Zürich, 1969.
- MALAVARD, L., RENARD, G.: La technique des analogies rhéoélectriques. Techniques générales du laboratoire de physique, Vol. II. CNRS, Paris 1962.

**17. G. BERSET, M. WEBER** (Institut für Geophysik der ETH Zürich) –  
*Eine Methode zur Auswertung reflexionsseismischer Messungen mit Rechenautomaten*

Die Auswertung reflexionsseismischer Messungen ist im allgemeinen sehr zeitraubend. Zur Beschleunigung der Berechnungen werden üblicherweise gewisse Vereinfachungen vorgenommen, zum Beispiel wird die Brechung an den Schichtgrenzen nicht berücksichtigt. Es liegt daher nahe, Verfahren zu entwickeln, die eine exakte Auswertung mit Rechenautomaten ermöglichen. Am Institut für Geophysik der ETH Zürich wurde ein Rechenprogramm aufgestellt, das die Auswertung von Laufzeitkurven für den ebenen Dreischichtenfall ermöglicht. Die Prinzipien, welche diesem Programm als Grundlage dienen, werden hierin kurz beschrieben.

Für die folgenden Betrachtungen nehmen wir an, dass der Untergrund aus einer Anzahl ebenflächig begrenzter Schichten mit homogener Geschwindigkeitsverteilung innerhalb der Schichten bestehe und dass die Streichrichtung aller Grenzflächen parallel sei. Dann ist jede Schicht durch drei Parameter charakterisiert, nämlich ihre Mächtigkeit unter einem vorgegebenen Punkt, die Frontgeschwindigkeit seismischer Wellen und den Winkel zwischen den beiden Grenzflächen.

Im Zweischichtenfall der Reflexionsseismik bildet die Laufzeitkurve der Reflexionszeiten eine Hyperbel. Für eine Auswertung der Messungen durch Rechenautomaten ist es zweckmäßig, durch eine Ausgleichsrechnung die Koeffizienten der bestangepassten Hyperbel zu bestimmen. Damit ist eine objektive und angepasste Berücksichtigung aller Messwerte gewährleistet. Der Ausdruck für die ausgeglichenen Laufzeiten lautet

$$t^2(x) = t_0^2 + ax + bx^2$$

mit der Laufzeit  $t(x)$ , der Lotzeit  $t_0$ , den Entwicklungskoeffizienten  $a$  und  $b$  und dem Abstand  $x$  zwischen Schusspunkt und Geophon. Die unbekannten Parameter Schichtmächtigkeit, Geschwindigkeit und Neigung werden aus den Grössen  $t_0$ ,  $a$  und  $b$  bestimmt.

Durchlaufen die seismischen Wellen bis zu ihrer Reflexion mehr als nur eine Schicht, so bildet die Laufzeitkurve nicht mehr eine Hyperbel. Man kann aber zeigen, dass für normale Auslagelängen die Abweichungen kleiner sind als die Laufzeitdifferenzen, die in Messfehlern oder Abweichungen von den vorausgesetzten Eigenschaften des Untergrundes (ebene Grenzflächen, homogene Geschwindigkeitsverteilung) begründet sind. Das bedeutet, dass es grundsätzlich unmöglich ist, aus der Form der Laufzeitkurve auf die Anzahl der durchlaufenden Schichten zu schliessen und dass aus einer Laufzeitkurve höchstens drei unbekannte Schichtparameter bestimmt werden können.

Es ist im Prinzip möglich, die Entwicklungskoeffizienten der Laufzeitkurve aus den Schichtparametern für beliebig viele Schichten zu berechnen (WEBER, 1959). Für den Dreischichtenfall wurden die Koeffizienten und ihre Ableitungen nach den Schichtparametern explizite berechnet

(WEBER und BERSET, 1969). Die Ausdrücke sind so kompliziert, dass sie nicht nach den Schichtparametern aufgelöst werden können. Die Parameter müssen somit durch ein Approximationsverfahren aus den Entwicklungskoeffizienten bestimmt werden. Dazu wird von einer Näherungslösung ausgegangen. Zu dieser Lösung werden die zugehörigen Entwicklungskoeffizienten bestimmt, indem eine Laufzeitkurve punktweise berechnet und entwickelt wird. Diese Methode liefert genauere Werte für die Koeffizienten als die Berechnung aus den Parametern. Mit den Ableitungen der Koeffizienten nach den Parametern kann man ein Gleichungssystem zur Bestimmung der Verbesserungen der unbekannten Parameter aufstellen. Im Dreischichtenfall können diese Ableitungen gut aus den Schichtparametern berechnet werden. Für mehr als drei Schichten wird die Berechnung der Ausdrücke so umständlich, dass eine numerische Bestimmung der Ableitungen sinnvoller erscheint. Dazu werden die unbekannten Parameter variiert und zu jedem Wert die Laufzeitkurve berechnet und entwickelt. Das Approximationsverfahren wird so oft wiederholt, bis die berechnete Laufzeitkurve genügend genau mit der gemessenen Kurve übereinstimmt, d.h. bis die Entwicklungskoeffizienten beider Kurven übereinstimmen. Meistens ist dies nach 2–3 Schritten der Fall.

Es existieren verschiedene Verfahren zur Auswertung von Reflexionsmessungen, in denen die Schichtparameter, von oben beginnend, Schicht für Schicht berechnet werden, wozu natürlich Reflexionen von jeder Schichtgrenze notwendig sind. Der Vorteil des beschriebenen Verfahrens liegt darin, dass drei beliebige Schichtparameter aus Reflexionsmessungen an der untersten Schichtgrenze bestimmt werden können, falls die übrigen Parameter bekannt sind. Dazu wird die Brechung an den Schichtgrenzen exakt berücksichtigt. Die Berechnungen sind sehr umfangreich und können nur von einem schnellen Computer bewältigt werden.

Für den Dreischichtenfall wurden Approximationsformeln aufgestellt, die eine bequeme Bestimmung von Näherungswerten für den Start des Iterationsverfahrens ermöglichen.

#### LITERATUR

- WEBER, M.: Das ebene  $n$ -Schichtenproblem der Reflexionsseismik mit konstanten Frontgeschwindigkeiten, beliebigen Neigungen und beliebiger Lage der Quelle. *Geofisica pura ed applicata* 43, II, 12–22; 1959.
- WEBER, M., BERSET, G.: Zur Auswertung des ebenen Dreischichtenfalles in der Reflexionsseismik durch Potenzreihenentwicklung. *Pure and Applied Geophysics*, im Druck, 1970.