

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: 153 (1973)

Vereinsnachrichten: Sektion für Geophysik

Autor: [s.n.]

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 13.01.2026

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

8. Sektion für Geophysik

Schweizerische Gesellschaft für Geophysik
Société Suisse de Géophysique
Società Svizzera di Geofisica

Präsident: PD Dr. W. Schüepp, Abteilung für Meteorologie und
Lufthygiene des Gesundheitsamtes Basel-Stadt, 4000 Basel
Sekreär: Dr. H. W. Courvoisier, Krähbühlstrasse 58, 8044 Zürich

Wissenschaftliche Sitzung / Séance scientifique

Samstag, 20. Oktober / Samedi 20 octobre

1. W. Kuhn (Meteorologische Zentralanstalt Zürich): Die Wärmebelastung des Rheins bis zur deutsch-holländischen Grenze

Der Rhein dient den Anliegern als Trinkwasservorrat (direkt über Filteranlagen und indirekt durch Infiltration ins Grundwasser), als Schiffahrtsweg, als Kühlwasserspender für thermische Kraftwerke und Industriebetriebe, als Energieerzeuger in hydraulischen Kraftwerken und leider auch als Vorfluter für industrielle und häusliche Abwässer. Die Qualität des Rheinwassers für Trinkzwecke leidet vor allem unter der Verschmutzung, jedoch auch unter der Erwärmung durch das zurückgeleitete Kühlwasser. In Niedrigwasserzeiten sinkt sein Sauerstoffgehalt im deutschen Industriegebiet zeitweise fast auf null. Die Sorge um die Erhaltung der Trinkwasserreserven hat sowohl den schweizerischen Bundesrat wie auch die deutsche Bundesregierung bewogen, in ihren Ländern den Bau neuer Atomkraftwerke mit Durchlaufkühlung bis auf weiteres zu verbieten.

Mit der künstlichen Erwärmung des Rheins und ihren Folgen unter Berücksichtigung des natürlichen Wärmeaustausches an der Oberfläche befassen sich Experten in allen vier Anliegerstaaten, u. a. auch im Schosse der Internationalen Kommission zum Schutze des Rheins gegen Verunreinigung. Die theoretischen Grundlagen für die Berechnung der thermischen Effekte habe ich in [1] aus der Literatur zusammengetragen und teilweise weiterentwickelt. Hier soll die bereits bestehende und die in den nächsten Jahren zu erwartende thermische Belastung quantitativ skizziert und der unter gewissen Voraussetzungen abgeleiteten Wärmekapazität des Rheins gegenübergestellt werden.

Die grössten Wärmeeinleiter sind Kernkraftwerke mit Durchlaufkühlung. Da sie mit einem elektrischen Wirkungsgrad von etwa 35% arbeiten, sind pro 100 MW erzeugter elektrischer Energie etwa 190 MW bzw. 45 Mcal/s (Megakalorien pro Sekunde) Wärme abzuführen; eine Nutzung dieser Abwärme stösst auf grosse Schwierigkeiten. Bei der Durchlaufkühlung wird das erwärmte Kühlwasser dem Fluss zurück-

gegeben; im Falle von Kühltürmen dagegen geht der grösste Teil der Abwärme an die Atmosphäre.

Im *schweizerischen Einzugsgebiet* des Rheins entlassen die beiden mit Durchlaufkühlung versehenen Atomkraftwerke von Mühleberg bei Bern und von Beznau unterhalb Brugg 150 bzw. 320 Mcal/s in die Aare. Die Abwärme von Mühleberg wird allerdings durch die Oberfläche des Bieler-sees ungefähr zur Hälfte an die Atmosphäre weitergegeben. Der Beitrag der industriellen Kühlwässer wird im Jahresdurchschnitt auf 170 Mcal/s geschätzt. Aus den Abwasserreinigungsanlagen (ARA) fliessen dem schweizerischen Rhein und seinen Nebenflüssen im Winter etwa 250 Mcal/s zu, während im Sommer das gebrauchte Wasser etwas kühler ist als das Flusswasser; im Jahresdurchschnitt ist mit einer Wärmebelastung aus ARA von etwa 60 Mcal/s zu rechnen. Den hydraulischen Kraftwerken darf ein Abzug gutgeschrieben werden, da ohne diese Kraftwerke am Flussbett mehr Reibungswärme entstehen würde. Berücksichtigen wir noch den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre mit Hilfe eines aus der Theorie stationärer Vorgänge abgeleiteten Reduktionsfaktors, so ergeben sich in Basel folgende Wärmelasten:

Wärmeeinleiter	Wärmemenge Mcal/s	Reduktionsfaktor für Atmosphären- einfluss	Restwärme in Basel Mcal/s
Mühleberg	150	0,3	45
Beznau	320	0,9	290
Industrie	170	0,8	135
ARA	60	0,8	50
Hydraul. Kraftwerke	— 150	0,9	— 135
Totale Wärmelast in Basel (Jahresmittel)			385 Mcal/s

Die resultierende Wärmelast von nahezu 400 Mcal/s bewirkt in Basel bei einem mittleren Abfluss von 1000 m³/s eine Erwärmung des Rheins um 0,4 Grad.

Rheinstrecke von Basel bis Lobith (deutsch-niederländische Grenze): Rund 45 Rhein-km unterhalb Basel wird bei Fessenheim ein Kernkraftwerk mit Durchlaufkühlung gebaut, das nach Inbetriebnahme dem Elsässer Kanal etwa 800 Mcal/s zuleiten wird. Auf der deutschen Rheinstrecke waren 1970 nach Angaben der deutschen «Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser» folgende Wärmelasten vorhanden:

von thermischen Kraftwerken	1750 Mcal/s
von Industrieanlagen	250 Mcal/s

Diese Werte haben sich seither erhöht. Über die Wärmeeinspeisung durch städtische Abwässer stehen mir aus Deutschland keine Angaben zur Verfügung. Eine gewisse thermische Belastung übt auch der Schiffsverkehr

aus; die schweizerische Ingenieur-Unternehmung Motor-Columbus veranschlagt den Beitrag der Schifffahrt längs der deutschen Rheinstrecke im 24stündigen Durchschnitt auf 400 Mcal/s. Die aus biologischen Abbauprozessen stammende Wärme kann hier vernachlässigt werden. Nimmt man jedoch die oben berechnete Vorbelastung des Rheins in Basel hinzu, ergibt sich schon heute eine Summe von rund 2800 Mcal/s.

Nun ist aber die Summierung der Beträge ohne Berücksichtigung der Wärmeverluste an die Atmosphäre allzu einfach. Wir wollen versuchen, dem Austausch mit der Atmosphäre nach der Theorie des stationären Gleichgewichts Rechnung zu tragen. Danach gilt für einen ungestörten Flussabschnitt:

$$\Delta T_1 = \Delta T_0 \cdot e^{-A \cdot \Delta F / Q \cdot \varrho \cdot c} \cong \Delta T_0 \cdot \left\{ 1 - \frac{A \cdot \Delta F}{Q \cdot \varrho \cdot c} \right\}$$

worin ΔT_0 und ΔT_1 die Aufwärmung gegenüber der Gleichgewichtstemperatur am Anfang und am Ende des Abschnitts, A der totale Austauschkoeffizient, ΔF die wirksame Oberfläche des betrachteten Flussabschnitts, Q der Abfluss pro Zeiteinheit, ϱ die Dichte und c die spezifische Wärme des Wassers ist. Die lineare Näherung gilt für kleine Exponenten, d.h. für Flussabschnitte von höchstens 50 km Länge.

Bei Begrenzung der Aufwärmungsspanne auf einen gewissen Betrag ΔT_m kann man eine *Wärmekapazität* für den Fall maximaler Ausnützung berechnen; dieser technisch nicht realisierbare Fall wäre dann verwirklicht, wenn die Wärmequellen kontinuierlich längs des Flusses mit einer zur örtlichen Flussbreite proportionalen Dichte angeordnet würden. In diesem Idealfall ($\Delta F \rightarrow 0$) ergäbe sich die totale Wärmelast W als Summe der einzelnen Ergänzungsbeiträge

$$\Delta W = Q \cdot \varrho \cdot c \cdot (\Delta T_0 - \Delta T_1) \cong \Delta T_0 \cdot A \cdot \Delta F \quad (\Delta T_0 = \Delta T_m)$$

zu $W = \Delta T_m \cdot A \cdot F$

wobei F die wirksame Oberfläche der ganzen Rheinstrecke darstellt. Im Falle des Rheins zwischen Basel und Lobith beträgt F rund 210 km². Für A können wir bei einer mittleren Wassertemperatur von 12 °C und einer Windstärke von 3 m/s den Wert 7 Mcal/s · km² · °C einsetzen. Die höchstzulässige Aufwärmungsspanne wurde von Gewässerschutzfachleuten für den Fall β -mesosaprober Wassergüte auf 3 °C festgelegt. Mit diesen Zahlen ergäbe sich eine totale Wärmekapazität von rund 4400 Mcal/s von Basel bis Lobith unter der Annahme, dass in Basel die Vorbelastung des Schweizer Rheins von 400 auf 3000 Mcal/s erhöht und damit eine dem Maximalwert entsprechende Aufwärmung bereits am Ausgangspunkt erreicht würde.

Unter diesen extrem günstigen Annahmen liessen sich also im schweizerischen Rheingebiet noch 2600 Mcal/s, unterhalb Basel etwa 2000 Mcal/s zusätzlich einleiten, wovon 800 Mcal/s bereits von Fessenheim beansprucht werden. Es ist aber zu bedenken, dass die Verteilung der Wärmeinspeisungen niemals dem oben skizzierten Idealfall angeglichen werden

kann und dass bei der gegenwärtigen Wasserverschmutzung eine Aufwärmung um 3 °C kaum zu verantworten ist.

Literatur

1. Kuhn, W.: Physikalisch-meteorologische Überlegungen zur Nutzung von Gewässern für Kühlzwecke. Arch.Met.Geoph.Biokl., Ser. A, 21: 95–122 (1972).
2. Flavio Ambrosetti (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti): Der Tagesgang der Niederschläge in Locarno-Monti

Seit Mai 1966 ist am Osservatorio Ticinese der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt in Locarno-Monti ein Ombrograph nach J. Joss und E. Tognini [1] im Betrieb. Er arbeitet nach dem Waageprinzip. Es werden nach dem digitalen Verfahren die Intensität (mm/min), die Stundensummen und die 12stündigen Summen der Niederschläge registriert. Hier werden die Stundensummen der 7jährigen Periode V.1966–IV.1973 benützt, mit dem Zweck, den Tagesgang der Niederschläge zu untersuchen.

Die Tabelle zeigt, dass die 7jährige Periode im Durchschnitt weniger Niederschlag (rund 4%) als die Normalperiode 1931–1960 erhalten hat. Für einige Monate sind die Abweichungen beträchtlich. Für die Jahreszeiten sind die Abweichungen weniger ausgeprägt, ausgenommen für den Sommer, welcher in den 7 Jahren im Durchschnitt zu trocken ausfiel. Aus der gleichen Tabelle kann man ersehen, dass die mittlere Anzahl der Niederschlagsstunden (Stundenintervalle mit registriertem Niederschlag) Maxima im November und Mai und Minima im Dezember und Juli zeigt. Bei der Periode 1936–1970 [2] findet man das Hauptmaximum im Mai und ein sekundäres Maximum im Oktober, Minima hingegen im Februar und Juli. Der Jahresgang der Niederschlagsmenge pro Stunde für die 7jährige Periode zeigt das Minimum in den 3 Wintermonaten mit etwas weniger als 0,90 mm/h. Das Maximum kommt im Juli mit 2,73 mm/h vor. Die erwähnte 25jährige Periode hat das Minimum im Januar (0,92 mm/h) und das Maximum ebenfalls im Juli (3,24 mm/h). Nach den Jahreszeiten tritt die grösste Anzahl der Niederschlagsstunden im Frühling, die kleinste im Sommer auf (für die Periode 1936–1970 hingegen im Winter). Die grösste Niederschlagsmenge pro Stunde gehört natürlich dem Sommer und die kleinste dem Winter, mit dem Verhältnis von fast 3:1.

Zur Untersuchung des Tagesganges der Niederschläge wurden nur die Jahreszeiten und das Jahr berücksichtigt. Die Stundensummen wurden mit der Formel $(a + 2b + c)/4$ ausgeglichen.

Der Tagesgang der Niederschläge im Winter ist viel flacher als in den übrigen Jahreszeiten. Er zeigt das Hauptmaximum gegen 9 h und sekundäre Maxima gegen 2 h und zwischen 17–18 h. Das Hauptminimum tritt gegen 21 h ein und andere Minima treten zwischen 5–6 und gegen 15 h ein. Im Frühling haben wir das Hauptmaximum zwischen 23–24 h und

sekundäre weniger ausgeprägte Maxima zwischen 7–8 h und 15–16 h. Das Hauptminimum liegt im Intervall 12–13 h.

Niederschläge in Locarno-Monti

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
A	72	100	101	142	234	196	165	179	190	128	206	48
B	56	63	93	153	216	198	207	225	195	185	152	97
C	83,9	112,0	95,9	107,4	132,7	91,0	60,3	72,9	85,0	69,1	134,9	55,9
D	0,86	0,89	1,05	1,32	1,76	2,15	2,73	2,46	2,24	1,85	1,53	0,86

	XII–II	III–V	VI–VIII	IX–XI	Jahr
A	220	477	541	524	1762
B	216	462	630	532	1840
C	251,7	336,0	224,1	289,0	1100,8
D	0,87	1,33	2,41	1,81	1,60

A = mittlere Mengen V 1966 – IV 1973

B = mittlere Mengen 1931–1960

C = mittlere Anzahl der Stunden mit Niederschlag

D = mittlere Menge pro Stunde (mm/h)

Nur leicht angedeutete Minima treten zwischen 5–6 und 17–18 h ein. Im Sommer ist der Tagesgang der Niederschläge «unruhiger» als in den anderen Jahreszeiten. Das Hauptmaximum kommt zwischen 20–21 h vor; übrige Maxima finden sich gegen Mitternacht, zwischen 7–8 h und gegen 13 h. Praktisch gleiche Minima erscheinen zwischen 10–11 h und 15–16 h. Sekundäre Minima sind noch zwischen 3–4 h und 22–23 h zu verzeichnen. Im Herbst finden wir das Hauptmaximum zwischen 0–1 h; übrige Maxima gegen 7 h und gegen 13 h. Das Hauptminimum liegt zwischen 17–18 h; andere Minima zwischen 4–5 h und gegen 11 h. Zu bemerken ist noch, dass der Tagesgang der Niederschläge im Sommer und Herbst von Mitternacht bis abends eine gewisse Ähnlichkeit zeigt. Weniger ähnlich ist er in den anderen Jahreszeiten.

Für das ganze Jahr ist der Tagesgang der Niederschläge zwischen 19–23 h eher unregelmässig, sonst nähert er sich in einem gewissen Mass jenem des Sommers, abgesehen zwischen 20–23 h. Das Hauptmaximum für das ganze Jahr tritt gegen Mitternacht, andere Maxima zwischen 7–8 h und gegen 13 h ein. Das Hauptminimum treffen wir gegen 11 h und weitere Minima zwischen 15–16 h und 4–5 h.

Die geschilderten Resultate über den Tagesgang der Niederschlagsmengen in Locarno-Monti gelten nur für die 7 Jahre V. 1966–IV. 1973. Sie sind für andere Perioden nicht repräsentativ, wie eine Untersuchung von Chr. Thams [3] zeigt, die an Hand der Aufzeichnungen des Hellmannschen Pluviographen in den Jahren 1936–1945 gemacht wurde. Der Ver-

gleich des Verlaufes der Tagesgänge der zwei verschiedenen Perioden, nach Jahreszeiten und dem Jahr (beide mit ausgeglichenen Werten konstruiert) zeigt Abweichungen, die manchmal ziemlich ausgeprägt sind. Dies sei nur kurz am Beispiel des ganzen Jahres gezeigt. Der Tagesgang für die Periode 1936–1945 weist ein deutliches Minimum am Anfang des Nachmittages auf. Hingegen finden wir bei der 7jährigen Periode ein Minimum gegen 11 h und ein zweites zwischen 15–16 h. Die beiden sind durch ein kleines Maximum getrennt. Am Vormittag haben wir ungefähr das Gegenteil: bei der 7jährigen Periode treffen wir ein Minimum zwischen 4–5 h an, in der 10jährigen Periode treten Minima gegen 3 h und zwischen 7–8 h, getrennt durch ein Maximum zwischen 5–6 h auf.

Für die Periode V. 1966–IV. 1973 haben wir auch den Tagesgang der Niederschlagsmenge pro Stunde mit Niederschlag [ebenfalls ausgeglichen nach der Formel $(a+2b+c)/4$] berechnet. Ein solcher Tagesgang ist ähnlich jenem für die mittlere Niederschlagsmenge im Sommer und zum Teil im Herbst. Im Frühling und Winter hingegen sind die Maxima und Minima der zwei Tagesgänge oft verschoben. Auch für das Jahr sind die zwei Tagesgänge eher verschieden, besonders nachts.

Literatur

1. Joss, J. / Tognini, E.: Ein automatisch arbeitender Ombrograph mit grossem Auflösungsvermögen und mit Fernübertragung der Messwerte. *Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH)*, Vol. 68: 229–239 (1967/III.).
2. Ambrosetti, Fl.: Die Niederschlagsstunden in Locarno-Monti. Veröffentlichung der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt 1b (1965).
3. Thams, Chr.: Ergebnisse zehnjähriger Niederschlagsregistrierungen in Locarno-Monti. «Wasser- und Energiewirtschaft» Nr. 3, 4/5 (1948).

3. E. Zenone (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti): Le inversioni di temperatura sul Piano di Magadino

Veröffentlicht im Bulletin der Società Ticinese di Scienze Naturali.

4. H.P. Roesli (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti): Abnahme der horizontalen Sichtweite in der Magadino-Ebene

Durch die einheimische Bevölkerung wird man immer wieder darauf hingewiesen, dass früher an schönen Tagen die Sichtverhältnisse in der Magadino-Ebene besser gewesen seien. Tatsächlich kann diese Behauptung, wie die vorliegende kleine Untersuchung zeigt, aufgrund meteorologischer Beobachtungen bestätigt werden.

Die Untersuchung stützt sich auf die horizontale Sichtweite VV , die von Auge in km geschätzt wird. Von Locarno-Monti steht eine relativ homogene Beobachtungsreihe von 1951–1970 zur Verfügung, da in die-

sem Zeitraum die Beobachtungen im wesentlichen von nur drei Beobachtern im Wechsel durchgeführt wurden. Benützt werden nur die Sichtweiten von 1330 Lokalzeit, weil dann für die Schätzung des Wertes die optimalsten Lichtverhältnisse herrschen. Als geeignete Klasseneinteilung von VV bietet sich eine Zusammenfassung in zwei Klassen von Tagen mit $VV \leq 15$ km und $VV > 15$ km an. Einerseits befinden sich in dieser Distanz die beiden Talenden im Osten bzw. Südwesten, die als deutliche Sichtmarken dienen. Andererseits treten bei dieser Einteilung die markantesten Unterschiede auf. Als Ordnungsparameter wird die relative Luftfeuchtigkeit RF des gleichen Beobachtungstermins herangezogen. Damit ist es möglich, die «gestörten» Tage mit Nordföhn oder Niederschlag zu eliminieren. Die Nordföhntage ($RF < 40\%$) zeichnen sich durch eine verstärkte Ventilation der Magadino-Ebene aus. An diesen Tagen sollte keine Sichtverschlechterung feststellbar sein. An Niederschlagstagen ($RF > 80\%$) hingegen ist die Bestimmung von VV durch Nebelbänke und Niederschlag beeinflusst.

Bei der Durchsicht der Daten fällt sofort eine Tendenz zur Sichtverschlechterung nach 1960 auf. Tabelle I zeigt eine Gegenüberstellung der Sichtverhältnisse in den beiden Jahrzehnten 1951–1960 und 1961–1970 für vier verschiedene Bereiche von RF . Mit Hilfe des χ^2 -Testes werden die einzelnen 2×2 -Matrizen auf signifikante Unterschiede zwischen den beiden Jahrzehnten hin untersucht. Schon für das gesamte Datenmaterial zeigt sich eine äusserst signifikante Zunahme der Anzahl Tage mit $VV \leq 15$ km im 2. Jahrzehnt. Diese Tatsache wird noch gestützt durch eine ebenfalls statistisch signifikante Zunahme der diffusen Strahlung in Locarno-Monti im Verlaufe der Messperiode 1958–1971. Wie Tabelle I im weiteren zeigt, sind nur die «ungestörten» Tage ($40\% \leq RF \leq 80\%$)

Tab. I χ^2 -Test zwischen den Jahrzehnten 1951–1960 und 1961–1970 für die beiden Klassen $VV \leq 15$ km und $VV > 15$ km, aufgeteilt nach verschiedenen Feuchtigkeitsbereichen

Rel. Feuchte [%]	Jahrzehnt	Anzahl Tage mit		Signifikanz χ^2 $f = 1$
		$VV \leq 15$ km	$VV > 15$ km	
0–100	1951–1960	1318	2334	0,999
	1961–1970	1457	2195	
< 40	1951–1960	15	485	0,1
	1961–1970	21	705	
> 80	1951–1960	534	138	0,6
	1961–1970	520	117	
40–80	1951–1960	769	1711	0,999
	1961–1970	918	1371	

ohne Nordföhn und Niederschlag für die Sichtverschlechterung verantwortlich, während für die andern beiden Gruppen keine wesentlichen Unterschiede auftreten.

In Tabelle II ist für die Gruppe der «ungestörten» Tage der Jahresgang der Klasse mit $VV \leq 15$ km in den beiden Jahrzehnten angegeben. Es zeigt sich, dass das 1. Jahrzehnt einen deutlich saisonbedingten Gang aufweist mit Maxima im März und September. Im 2. Jahrzehnt sind die jahreszeitlichen Variationen weniger ausgeprägt. Die relative Häufigkeit der Tage mit $VV \leq 15$ km ist in allen Monaten im 2. Jahrzehnt grösser als im ersten. Die Zunahme ist mit 51% in den Sommermonaten besonders markant. Auch Herbst und Winter weisen mit rund 30% noch eine ansehnliche Zunahme auf, während im Frühling die Zunahme mit 14% klein ausfällt.

Tab. II Für die Jahrzehnte 1951–1960 und 1961–1970 Jahresgang der Anzahl Tage pro Monat mit $40\% \leq RF \leq 80\%$ und $VV \leq 15$ km, ihrer prozentualen Häufigkeit und der prozentualen Zunahme dieser Häufigkeit. Mittlere tägliche Fahrzeugfrequenzen in Minusio-Verbanella 1971

Monate		XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Anzahl Tage	1951–1960	44	53	69	110	63	52	44	64	66	83	72	54
	1961–1970	64	70	73	88	54	70	64	94	93	107	89	51
Prozentuale Häufigkeit	1951–1960	25	27	41	62	35	25	19	25	28	36	35	29
	1961–1970	31	40	49	62	40	36	30	39	38	49	41	33
Zunahme der prozentualen Häufigkeit			32			14			51			27	
Fahrzeugfrequenzen 1971			11 000			16 000			21 000			17 000	

Direkte Zahlenangaben über die Zunahme der potentiellen Luftverschmutzungsquellen sind spärlich. Einerseits dürfte die zunehmende Industrialisierung der Po-Ebene eine Rolle bei der Sichtverschlechterung spielen, da besonders am Tage durch die thermischen Winde Luft von dorthier advehiert wird. Wichtiger scheinen jedoch die lokalen Verschmutzungsquellen, da es sich bei der Magadino-Ebene um ein abgeschlossenes Becken handelt. In der letzten Zeile von Tabelle II und in Tabelle III sind einige Zahlen darüber zusammengestellt. Da die Industrialisierung in den letzten zwanzig Jahren in diesem Gebiet keine grossen Fortschritte gemacht hat, kann man ihren Einfluss vernachlässigen. Beträchtlichen Einfluss wird die starke Zunahme des Strassenverkehrs haben. Hierfür stehen die Anzahl der in der Magadino-Ebene registrierten Autos. Hinzu kommt aber von Juni bis Oktober der vom Tourismus verursachte Verkehr, der

Tab. III Zunahme der potentiellen Verschmutzungsquellen. Strassenverkehr: registrierte Autos in der Magadinoebene und Campingübernachtungen im Tessin. Heizung: Haushaltungen in der Magadinoebene

	1945	1950	1955	1960	1965	1970
Registrierte Autos	1 000	3 000	5 000	7 000	16 000	25 000
Campingübernachtungen	–	(40 000)	200 000	610 000	960 000	920 000
Haushaltungen	16 000	17 000	18 000	20 000	24 000	28 000

aufgrund der mittleren täglichen Fahrzeugfrequenzen im Jahre 1971 in Minusio-Verbanella in den letzten Jahren beträchtlich ist. Als Mass für die Zunahme des Touristenverkehrs kann die Anzahl Campingübernachtungen dienen, da die Campingbenützer vorwiegend motorisiert sind. Die Sichtverschlechterung im Winter ist mit einer Zunahme der Zentralheizungen korreliert. Diese Einrichtungen waren noch in den fünfziger Jahren in der Region unbekannt. Da keine direkten Zahlen darüber erhältlich sind, ist die Anzahl der Haushaltungen angegeben, die wie der Strassenverkehr vor allem in den sechziger Jahren enorm zugenommen haben.

(Für die statistischen Angaben möchte ich dem Ufficio Cantonale di Statistica in Bellinzona bestens danken.)

5. Dr. W. Schuepp (Basel): Zufall oder Prognose?

Ein Telephon läutet: «Gestern hatte ich Migräne, in 14 Tagen und in 6 Wochen wird es schneien! – das ist meine zwanzigjährige Erfahrung.» Ungläubig hänge ich auf. 14 Tage später wieder ein Anruf: «Habe ich nicht recht gehabt?» – «Ah – so, leider habe ich mir das Datum nicht gemerkt, gestern ist es wirklich kalt geworden.» Nach 6 Wochen, wieder ein Telephonanruf. «Haben Sie jetzt aufgepasst?» Ähnliches haben wohl verschiedene meiner Kollegen schon erlebt – meist werden dann noch Mond- und Bauernregeln beigezogen oder auch die Sonnenflecken.

Das wiederholte sich. Ich begann, die Daten zu notieren und zu beobachten, was an den Stichtagen geschah. Meist kam auf das bezeichnete Datum Kaltluft aus Nordwest bis Nordost. Hie und da zog die Front auch 100–200 km nordöstlich an uns vorüber. Einmal war mittags die Temperatur noch fast normal, die Luft aber sehr trocken und es kam nachts zum Frost, der letztes Jahr einen grossen Teil der Kirschenernte vernichtet hat. Ein anderes Mal war es der grosse Schneefall vom 10. April, in welchem das Coronado-Flugzeug zerschellte. Seit Neujahr 1970 habe ich 12 Migräne-Daten aufgeschrieben und möchte hier das erste Ergebnis dieser Untersuchung zeigen, die Abweichung der Tagesmitteltemperatur von der Norm 1931–1960.

Die mittlere Abweichung in dieser Untersuchungsperiode schwankt zwischen $\pm 1,1^\circ$ am 20. Tag nach dem Stichdatum als Tag mit der geringsten Streuung und $\pm 3,8^\circ$ am 4. Tag vor dem Stichdatum als Tag mit der grössten Streuung. Für alle Tage zusammen beträgt die mittlere Streuung $\pm 2,8^\circ$. Würde keinerlei Beziehung zwischen aufeinanderfolgenden Tagen herrschen, so müssten sich die Mittel über wachsende Perioden asymptotisch der Null nähern. Bei 12 Tagen wäre die Schwankung des Mittelwertes nur noch $\pm 1,0^\circ$ und beim 12er-Mittel einer 10tägigen Periode nur noch $\pm 0,3^\circ$. Genau diese Werte ergeben sich, wenn alle Daten zufällig kombiniert werden (vgl. 34tägiger Versuch). Nun haben wir aber, zum Glück für die Prognostiker, eine sehr grosse Erhaltungstendenz des Wetters und besonders auch der Temperatur. Ich habe mir deshalb durch 12 gewürfelte Daten, Monate und Jahre eine 65tägige Zufallsperiode gesucht, und wir sehen hier, dass Abweichungen der 12er-Mittel bis $-2,0^\circ$ und $+1,2^\circ$ vorkommen, wobei vom 29. bis 35. Tag, d. h. eine Woche lang, die Abweichung $-1,5^\circ$ betrug bzw. vom 57. bis 61. Tag $+1,0^\circ$. Noch auffälliger ist der Trend mit einem Anstieg von $2,4^\circ$ vom 9. bis 17. bzw. 34. bis 43. von fast 3° . Schon diese nach allen Regeln des Zufalls konstruierte Reihe von 65 aufeinanderfolgenden Tagen zeigt Abweichungen, die weit über der errechneten Streuung für Mittelwerte liegen. Sie betragen $\pm 0,9^\circ$ statt $\pm 0,4^\circ$, d. h., wir können allein wegen der grossen Erhaltungstendenz eine mehr als doppelt so grosse Abweichung für den Einzeltag finden und noch «Wochenmittel», die das 3fache der mittleren Fehler für «Zufallstagesmittel» betragen. Das lehrt uns, bei der Beurteilung des Eintreffens einer Prognose sehr vorsichtig zu sein.

Und nun zu den Prognosen meines Beraters, von welchem ich weder Telephonnummer noch Adresse weiss – um ja möglichst lange objektiv bleiben zu können. Stichtag ist der von ihm bezeichnete Migränentag. Dauerten die Schmerzen länger als einen Tag, so wird der erste als Stichtag bezeichnet. Mit KF1 bezeichnet ist der von ihm prophezeite erste Kaltlufteinbruch, mit KF2 ist der zweite beschriftet. Eine Ursache der Migräne – abgesehen von der Tatsache, dass sie nach einem sehr schweren Unfall begonnen hat – konnte er nicht angeben. Demgegenüber zeigt unsere Darstellung, dass es im Mittel über die 12 Perioden die ganzen 2 Wochen vor der Migräne meist zu kalt war, und zwar im Mittel $-2,1^\circ$, also mehr als in der extremsten «Zufallswoche». Dies scheint unser Mann nicht bemerkt zu haben. Tatsächlich ist nur an 3 von den 12 Perioden eine Erwärmung um diesen Zeitpunkt ausgeblieben. Einmal ist es während den 14 Tagen vor der Migräne dauernd zu warm gewesen, zweimal war es vorwiegend ein wenig zu warm. Im Zeitraum vom Vortag bis zum 5. Tag nach der Migräne steigt die Temperatur um 4° an, ein ganz erheblicher Wetterumschlag. Wenn wir auch die Kausalkette noch nicht kennen, wissen wir ja, dass viele Leute auf derartige Wetterumschläge von «kalt» zu «warm» mit Migräne reagieren. Damit hätten wir also schon Bekanntes bestätigt.

Nun aber ist es interessant, dass unser Beobachter den Blick in die Ferne richtete und merkte, dass jeweils sowohl 14 Tage als auch 6 Wochen

später Kaltlufteinbrüche bzw. Kälteperioden folgten. Eine solche langfristige Beobachtung ist schwierig – besonders, da er leider die Daten früher nicht aufgeschrieben hat. Man würde deshalb erwarten, dass diese Zeitspanne nur ungefähr stimme. Um so überraschender für den Meteorologen ist es, festzustellen, dass der erste Kaltlufteinbruch genau nach 14 Tagen erfolgt, während beim zweiten eventuell eine Verzögerung auf den 43. Tag anzunehmen ist. Es handelt sich aber nicht um den Vorbeizug einer einzelnen Kaltfront, sondern eher um die Einleitung einer Kälteperiode von jeweils einer Woche Dauer. Beim ersten Kaltlufteinbruch beträgt die Abkühlung gegen vorher $2,5^{\circ}$, die Abweichung gegen die Norm aber nur -1° . Beim späteren Kaltlufteinbruch dagegen beträgt die Abkühlung $3,5^{\circ}$, wobei die negative Abweichung von der Norm nachher stärker ist als die positive vorher.

Dies alles bezieht sich auf Tagesmittelwerte. Das heisst nicht, dass alle 12 Tage einer Gruppe dieses Vorzeichen hätten. An keinem Tag sind alle 12 Vorzeichen + bzw. -. Mehr als 9 --Vorzeichen gibt es an den Tagen -14, -3, -2 +13, +15 und +20, +42 und 46. Weniger als 3 --Vorzeichen gibt es an den Tagen 5, 6 und 24, 27, 28, 29, 30, 34, 35, 36, 40; das ist immerhin 3mal so oft, als nach Zufall erwartet werden dürfte. Überraschend ist, dass unserem Beobachter die Wärmeperiode vom 24. bis 36. Tag nicht aufgefallen ist – wobei allerdings zwei von diesen zwölf Perioden durchwegs zu kalt waren und eine während der halben Zeit. Sicher spielt dabei ein psychologisches Moment eine Rolle, das vor allem die Kälteeinbrüche fürchtet und die Wärmeperioden trotz ihrem wachstumsfördernden Einfluss sich weniger einprägt.

Die Niederschläge sind dagegen ein so fluktuierendes Element, dass sich daraus bei 12 Perioden noch keine Prognosenkontrolle herleiten lässt.

Bei den Tagesminima steigt die Temperatur von $+0,7^{\circ}$ am 4. Tag vor der Migräne auf $+6,8^{\circ}$ am 7. Tag nach der Migräne, fällt dann auf den 14. Tag auf $3,6^{\circ}$ zurück, steigt bis zum 28. bis auf $+7,9^{\circ}$, sinkt am 43. auf $5,1^{\circ}$ zurück und bis zum 48. Tag weiter hinunter bis $3,3^{\circ}$. Hier ist der Jahresgang nicht eliminiert wie bei der Abweichung der Temperatur vom Normalwert. Da bei den Minimaltemperaturen die Streuung grösser ist als bei den Tagesmittelwerten, ist auch mit einer grösseren Amplitude bei den Kaltluft- und Warmlufteinbrüchen zu rechnen. Trotzdem sind Schwankungen von $+6,1^{\circ}$ um den Migränentag und $-3,2^{\circ}$ beim ersten Kaltlufteinbruch und $-2,8^{\circ}$ bis $-4,6^{\circ}$ beim zweiten sehr eindrücklich.

Diese Erscheinung ist es sicher Wert genauer untersucht zu werden, wobei es vorteilhaft wäre:

1. noch ein weiteres Dutzend solcher Prognosen zu erhalten
2. nicht nur die Temperaturen, sondern auch den Wetterkartenablauf über diese Periode hinweg zu verfolgen
3. zu ermitteln, wie sich die Vormigräneperiode von andern Kaltluftperioden unterscheidet, die nicht von Migräne gefolgt waren, und
4. wie man so ausgeprägte Wetterabläufe rechtzeitig erfassen kann, um sie prognostisch auszunützen.

Die 14 Stichtage sind:

1.1.1970	17.1.1971	10. 3.1971	16.4.1971	10.3.1972	19.5.1972
17.7.1972	3.9.1972	30.12.1972	27.2.1973	27.4.1973	31.5.1973
16.7.1973	24.8.1973	(13. 9.1973)			

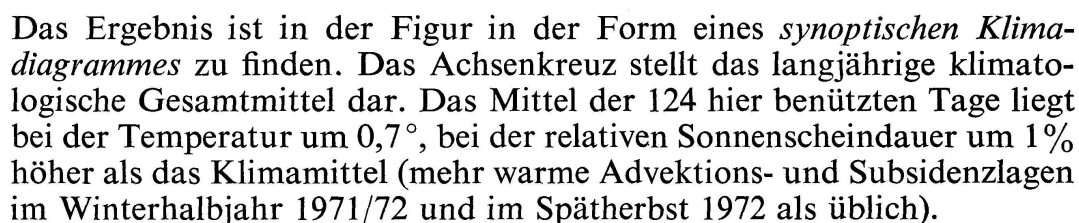
6. G. Gensler (Meteorologische Zentralanstalt Zürich): Witterungsklimatologie der Oberengadiner Seenlandschaft

Im Rahmen der auf internationaler Ebene in Gang gekommenen hemisphärischen numerischen Wettervorhersage bleibt dem Landesmeteorologen die regionale Detailanalyse und -prognose. Diese setzt auch eine Kenntnis der klimatischen Verhältnisse voraus, wobei er sich ebenfalls auf witterungsklimatologische Beurteilungen innerhalb des Prognosenraumes stützen muss. Dank der Initiative von M. Schüepp konnte für die 13 Jahre 1955–1967 ein Katalog der Witterungslagen für den mittleren Alpenbereich veröffentlicht werden; durch G. Gensler wird dieser Katalog mit der monatlichen Ausgabe des Witterungskalenders weitergeführt.

Wir verstehen nach F. Baur unter *Wetterlage* den Wetterzustand über einem begrenzten Gebiet während eines kurzen, höchstens eintägigen Zeitintervalles. Bei der *Witterungslage* tritt an Stelle des kurzen Zeitintervalles eine mehrtägige Spanne, in der sich ein annähernd gleichbleibender Typus des Wetters bzw. ein einfach zu typisierender Ablauf einstellt. Dieser längere Zeitabschnitt dauert bei uns im Mittel 3–4 Tage. Die Witterungsklimatologie klassifiziert und ordnet die einzelnen Wetter- und Witterungslagen nach charakteristischen Merkmalen der wichtigsten Wetterelemente. Die Einteilung der Kollektive der einzelnen Elemente erfolgt in 3 Kategorien: unternormal, normal und übernormal, bzw. beim Wetter- und Witterungscharakter: zyklonal, indifferent und antizyklonal, abgekürzt (vgl. Fig.): – (minus) für zyklonal, + (plus) für antizyklonal und ohne Vorzeichen für indifferent. Als Typisierungselemente werden die Windrichtung D in Bodennähe (Bodendruckverteilung) und im 500-mb-Niveau (rund 5500 m) als Höhenströmung d und der Wettercharakter W berücksichtigt. Letzterer bestimmt sich aus der täglichen Sonnenscheindauer S und der Regenmenge R von 9 ausgewählten Stationen (Differenz $S - R$) und kann als Index für die Vertikalbewegung gelten. Diese 3 Grössen D , d und W geben zusammengefasst ein Grundgerüst von 30 Feldern: 24 Strömungslagen (je 8 pro Wettercharakter) und je 3 Wirbel- und Flachdrucklagen.

Im Zusammenhang mit dem Landschaftsschutzprojekt Sils-Grevasalvas wurden dort vom November 1971 bis September 1973 von der MZA Zürich aus betreute Registriergeräte eingesetzt (vgl. Kurzbericht SNG Luzern 1972, S. 201). Zu mesoklimatischen Studien wurden zudem ausgewählte Daten der benachbarten permanenten MZA-Stationen Sils-Maria, St. Moritz und Corvatsch (3300 m ü. M.); für regionale Vergleiche

- Lufttemperatur: Abweichung des Tagesmittels T_{WL} vom langjährigen Mittel TM (Temperaturanomalie = $T_{WL} - TM$)
- Besonnung: relative Sonnenscheindauer in Prozenten
- Niederschlag: Tagesmenge N in mm und Niederschlagsbereitschaft NB als Zahl der Tage mit mindestens 1,0 mm in Prozenten aller Witterungslagentage
- Wind: höchstes Stundenmittel in km/h mit der dazugehörigen Windrichtung in Zehnergraden (Symbol für Gebiet Sils).



Betrachten wir einen möglichen Wetterablauf innerhalb des Westwindgürtels. Wir beginnen mit antizyklonalen (+) Lagen. Bei meist übernormalen Temperaturen ist es zu jeder Jahreszeit fast wolkenlos (keine Talnebeldecke). Lediglich Höhenstromlagen (kleine Buchstaben), bei welchen also eine bodennahe Strömung fehlt, oder ein Höhenhoch (+h) sind im Herbst und Winter im Tal zu kalt (Inversionslagen). Während sommerlicher Flachdrucklagen kommen mit bis +10 auf 3300 m und +25 auf 1800 m die Höchstwerte vor (z. B. August 1971).

Folgt der antizyklonalen eine Südlage (SE-SW), bleibt das Temperaturniveau bei starkem Talwind trotz Fehlens eines Föhneffektes eher hoch, besonders im Winter (Advektionswärme). Die Besonnung ist jedoch meist unternormal und Niederschläge sind wahrscheinlich, aber nicht täglich. Weht nur in der Höhe ein südlicher Wind, sind im Oberengadin sehr unterschiedliche Auswirkungen möglich: handelt es sich um eine noch durch ein Hochdruck beeinflusste Strömung, z. B. +sw, herrscht noch schönes, im Winter kaltes Wetter (Ausstrahlungskälte). Ist die Strömung indessen tiefdruckbedingt, z. B. -sw, sind Aufgleitvorgänge in der Nähe der Vorderseite eines Höhentrogas mit täglichen Niederschlägen, geringer Besonnung und im Sommer zu tiefen Wärmegraden zu befürchten. Solange der Wind in der Folge nicht über West (W,w) hinaus dreht, ändert sich temperaturmässig wenig; die Niederschlagsbereitschaft ist infolge Ausschaltens des Südtaues sogar wieder kleiner.

Ein weiteres Rechtsdrehen auf Nordwest bis Nord erzeugt die mit polaren Kaltlufteinbrüchen übliche Abkühlung und fast tägliche Niederschläge, jedoch von sehr unterschiedlicher Ergiebigkeit. Dank erster Nordföhnwirkungen besteht bereits eine gewisse Sonnenscheinwahrscheinlichkeit. Auch Lagen im Bereiche eines Tiefdruckes oder Troges (-L, -l) sowie Hebungsprozesse bei flacher Druckverteilung (-F) stellen unfreundliche, kaltnasse Abschnitte dar; lediglich im Winter wird das Temperaturniveau dank der Wolkenabschirmung (Ausstrahlungsschutz) im normalen Bereich gehalten.

Setzt die Rechtsdrehung des Windes auf Nordost bis Ost fort, tritt bei einsetzenden Absinkvorgängen und gleichsinnig wirkenden Nordföhneffekten eine rasche Besserung ein. Nicht hinreichend für eine Aufheiterung und Erwärmung ist eine Nordostlage jedoch dann, wenn diese in der Höhe von einem Tiefdruckwirbel überlagert wird (z. B. -NE/l), da dann zyklonale Aufgleitvorgänge dominieren (z. B. Vb-Lage). Im Winter können sich zufließende Arktikluftmassen nicht durch Subsidenz erwärmen; so kam am 5. März 1971 mit -32 in 3300 m und -24 in 1800 m (ohne Ausstrahlung) die Tiefstwerte über mehrere Jahre vor. Subsidente Nordost- und Ostlagen weisen dagegen eine hohe Verwandtschaft mit antizyklonalen Lagen auf, im Gegensatz zur Alpennordseite auch temperaturmässig.

Lokale, topographisch bedingte Differenzierungen im Raume Sils konnten beim Vergleich von Niederschlagsmessungen zwischen Sils-Maria und Grevasalvas (Distanz 3,9 km, Höhendifferenz 145 m) beim Nordstau-typ gefunden werden. Der Südosthang von Grevasalvas liegt dann im Lee

der Strömung und kann erheblich mehr Niederschlag als Sils-Maria erhalten: am 21. und 22.10.1972 51,7 gegen 26,2 mm oder vom 18. bis 20.4.1973 5,4 gegen 0,8 mm.

Regional zeichnen sich zwischen dem Oberengadin und Davos (Dreiecke in Fig.) die bekannten Unterschiede ab: kältere und trübere Nordstaulagen, wärmeres und sonnigeres Südwindwetter in Davos (vgl. punktierte Verbindungslinien). Das Unterengadin wird in der Prognose zwar dem wettermässig besser bekannten Oberengadin zugeordnet. Das synoptische Klimadiagramm zeigt indessen ein inneralpines Eigenleben von Scuol (kleine Kreise in Fig.). Bei Nordstaulagen zeigt das Unterengadin ein Übergangswetter zwischen dem Oberengadin und Mittelbünden, wobei Scuol besonders wärmemässig näher bei Davos liegt (keine Nordföhn- auswirkungen). Bei Südlagen ist das Unterengadin, wie Mittelbünden, sonniger als das Oberengadin, doch treten in Scuol südföhnbedingte Erwärmungen nicht so hervor wie in Davos. Allgemein zeichnet sich für das Unterengadin ein autochthoneres Wettergeschehen ab als in den beiden weniger umschlossenen Vergleichsgebieten, vor allem bei Flachdrucklagen (ähnlich dem Vintschgau). Innerhalb von Advektionslagen in den unteren Schichten liegt der Witterungscharakter im Unterengadin näher demjenigen Mittelbündens. Bei intensiven Staulagen (Nord- oder Südtau) liegt das Unterengadin noch ganz im dazugehörenden Wolkenstau- bereich.

Literatur

- Baur, F.: Einführung in die Grosswetterkunde (Dietrich'sche Verlagsbuchhandlung, Wiesbaden 1948).
- Fliri, F. / Schüepp, M.: Witterungsklimatologie. Veröffentlichungen der MZA Nr. 4: 215–229 (Zürich 1967).
- Schüepp, M.: Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 bis 1967. Veröffentlichungen der MZA Nr. 11 (Zürich 1968).
- Kirchhofer, W.: Abgrenzungen von Wetterlagen im zentralen Alpenraum. Veröffentlichungen der MZA Nr. 23 (Zürich 1971).

7. B. Primault (Meteorologische Zentralanstalt Zürich): Les virus peuvent-ils être propagés par le vent?

Durant l'hiver 1965/66, une épizootie de fièvre aphteuse s'est propagée sur tout le Plateau suisse de façon aussi rapide que «désordonnée». En effet, au lieu de voir, comme à l'ordinaire, le mal s'étendre selon les grands axes de communication qui suivent principalement la vallée de l'Aar pour, de là, gagner de proche en proche les vallées latérales, au gré des grandes routes et des voies de chemin de fer, on a vu le mal s'installer tout d'abord dans le canton de Vaud, sur toute la largeur du Plateau, entre le Léman et le Jura.

De ce large front d'expansion, le mal a gagné ensuite de proche en proche vers l'est. Cette extension a eu lieu par bonds successifs, presque toujours selon des lignes parallèles, mais en évitant tout d'abord les vallées latérales, celles de la Sarine, de l'Aar, de l'Emme, de la Reuss, de la Limmat, de la Thur, etc.

Chaque fois, il débutait sur une colline pour gagner progressivement le fond de la vallée. Seuls deux cas font exception: une flambée du mal dans la région de Langenthal (due à du lait insuffisamment bouilli), l'autre dans la région de Sursee, au voisinage des abattoirs.

Au gré des semaines, on pouvait suivre la répétition de tels bonds. Au vu de ce phénomène, on a immédiatement supposé que le virus n'était pas apporté aux nouveaux lieux de contamination par des porteurs solides, tels les roues des camions, les souliers de visiteurs, voire les sabots ou les pattes du gibier. Des fétus de paille, des poussières, voire des gouttes d'eau, n'auraient, eux non plus, guère pu servir de porteurs sur de telles distances sans présenter des cas fréquents de sédimentation intermédiaire.

La seule explication qui nous reste est que le virus a été entraîné directement par les vents dominants, et cela sous la forme la plus primitive, c'est-à-dire comme cellules de protéines (virus) isolées sous forme d'aérosols. Une telle hypothèse allant à l'encontre de l'idée que les vétérinaires se font du mode de propagation des virus, en particulier de celui de la fièvre aphteuse – l'un des plus petits connus en art vétérinaire –, il était intéressant d'envisager la reproduction artificielle du phénomène.

Une première expérience a été préparée par le professeur Hess, de la Faculté d'Art vétérinaire de l'Université de Zurich, expérience qui tendait à projeter dans l'atmosphère de la bave de bovins contenant un traceur radio-actif, au moyen d'un courant d'air comprimé devant en simuler la respiration. En plaçant des compteurs Müller-Geiger à des distances variables, atteignant 1200 m, dans le champ du vent, on espérait obtenir une image de la répartition des reliquats de bave en fonction de la vitesse du vent. Malheureusement, les conditions atmosphériques ne permirent pas de réaliser l'expérience.

Pour sa part, Hyslop, un vétérinaire anglais actuellement au Canada, avait retenu la même hypothèse au vu de faits historiques relatant le passage d'une épizootie de fièvre aphteuse des îles Frisonnes en direction du Danemark et, de là, au sud de la Suède d'une part, ou de Bretagne à l'Irlande et au Devonshire puis, de là, au Pays de Galles en Grande-Bretagne d'autre part. Dans ses laboratoires, Hyslop a placé du bétail contaminé dans une cellule reliée par un système de ventilation à une autre cellule préalablement désinfectée et contenant du bétail sain. Il faisait passer de l'air de la cellule contaminée vers la cellule saine, tout en plaçant des filtres de plus en plus fins dans son système. Même l'usage de filtres successifs en amiante ou en fibre de verre, qui peuvent retenir des particules solides ou liquides d'un diamètre supérieur à 1 μ , n'a pu empêcher le bétail sain d'être contaminé.

Ces expériences montrent qu'il n'est nullement besoin d'avoir un

porteur pour que le virus de la fièvre aphteuse soit entraîné d'une étable contaminée vers du bétail sain.

Par conséquent, les mesures prophylactiques ne devraient pas envisager l'aération des étables après l'évacuation du bétail malade ou suspect, mais au contraire la fermeture de toutes les issues et la désinfection sur place de l'air comme des murs. Cette désinfection pourrait avoir lieu au moyen de rayons ultraviolets, car la même épizootie a révélé, d'une part, que le mal avait été enrayé après une période de 5 jours consécutifs de beau temps et, d'autre part, qu'aucun cas de fièvre aphteuse ne s'était produit dans les fermes situées au-dessus de la mer de brouillard, c'est-à-dire au soleil. Cette dernière constatation indique clairement que le soleil, et plus particulièrement ses rayons ultraviolets, ont une action destructrice sur les virus, en tout cas sur ceux se trouvant en suspension dans l'air sous forme d'aérosols.

8. K. Lenggenhager (Bern): Normale und zu hohe Untersonnen

Nach der Literatur (z.B. Wegener [1], Meyer [2], Visser [3], Dietze [4]) werden die sogenannten Untersonnen (*parhelia* oder *sun dogs* der englischen Literatur) durch farblose Spiegelung der Sonne auf den horizontalen Ebenen ruhig fallender Eisplättchen erklärt. Da solche Plättchen beim ruhigen Fallen nach diesen Autoren leicht um horizontale Achsen pendeln, entstehen mehr oder weniger längsovale Untersonnen, deren Mitten gleich weit unter dem Horizont liegen wie die Sonne über demselben (siehe z.B. bei Pertner [5], S. 290–291).

In zwei Arbeiten habe ich den Nachweis erbracht, dass vornehmlich Schneesternchen, seltener jedoch auch allerdünnste Eisplättchen befähigt sind, isolierte und sogar runde Untersonnen auf ruhigen Eiswolken zu liefern [6, 7]. Hierfür spricht das hierzulande so häufige Fehlen von farbigen Neben-Untersonnen, welche letztere vornehmlich in Polargebieten zu sehen sind und durch dickere Eisplättchen bedingt sind.

Nun finden sich jedoch in der Literatur vereinzelte (aber oft bezweifelte) Beobachtungen von «zu hoch liegenden» Untersonnen. Die meines Wissens erste stammt von Pertner ([5], S. 292). Auf dem Gipfel des Sonnblicks sah Pernter am 24.2.1888 um 8 h 15 eine Untersonne, welche durch zwar nur gefühlsmässig auf die horizontale Ebene eingestelltem Meteoroskop als zu $9\frac{1}{2}^\circ$ unter dem Horizont befunden wurde bei einem Sonnenstand von 15° . Aus Angst, die Erscheinung möchte voraussichtlich nicht lange andauern, wurde auf die genaue horizontale Lage mit der Libelle verzichtet und die Horizontallage gefühlsmässig eingestellt.

Diese Untersonne war begleitet durch zwei schöne, farbige Untersonnen, welche auf gleicher Höhe wie die Untersonne mit je einem Abstand von 23° standen (S.292). Pernter[5] macht ohne Kommentar darauf aufmerksam, dass die Differenz zwischen Sonnenhöhe von 15° und Lage der Untersonne von $9\frac{1}{2}^\circ$ unter dem Horizont «allerdings gross sei»

(S. 293). Er erklärte die Erscheinung durch Brechung des Sonnenlichtes in hexagonalen Eissäulchen.

Wegener [1] lässt die gemeldete, deutlich zu hohe Lage der Unter-sonne nicht gelten, sondern bezieht sie eher auf Täuschung. Meyer jedoch findet eine so starke Täuschung Pernters für unwahrscheinlich (S. 123).

Bei Meyer [2] finden sich jedoch auf Seite 134 verschiedene Beobach-tungen anderer Autoren vor, welche zu hohe Untersonnen beobachtet haben wollen, jedoch fehlen photographische Bestätigungen und Erklä-rungen.

Nun hatte ich Gelegenheit, am 29.12.1968 auf dem Gipfel des Säntis (2504 m) von 8 h 50 bis 9 h 48 eine einzigartige Beobachtung zu ver-folgen und zu photographieren. Während die gelbliche Morgensonne langsam über der südöstlichen, flacheren Alpenkette höher stieg, folgte ihr, immer im Sonnenvertikal, jedoch auf horizontaler Ebene verbleibend, knapp über dem Horizont inmitten einer schmalen, dünnen Föhnwolken-bank ein schwächeres Spiegelbild der Sonne. Diese gleichfarbige «Unter-sonne» hob sich nach unten deutlich ab, konnte also nicht zum obersten Teil einer sich hinter den Bergen des Horizontes befindlichen Lichtsäule gehören.



Fig. 1 «Hohe Untersonne» auf einer Föhn-Eiswolkenwalze auf Säntis, Januar 1972, um 8 h 50



Fig. 2 Leichte Wanderung der hohen Untersonne um 9 h 02

Diese hohe Untersonne folgte der stets höher steigenden Sonne während 58 min streng im Sonnenvertikal auf der horizontalen, gegen den Beschauer zu leicht abfallenden Seite dieser quer zur Blickrichtung verlaufenden Eiszirren-«Walze».

Als die Sonne um 9 h 50 noch höher gestiegen war, verschwand die Erscheinung der hohen Untersonne. Die Fig. 1–3 geben einen Teil meiner sechs Farbphotos in Schwarzweisskopie wieder. Die Temperatur betrug auf dem Säntis -10°C bei Föhnlage.

Zur Erklärung

Die moderne Auffassung bestreitet zwar einen Zusammenhang zwischen schiefen Windfronten und entsprechender Orientierung der darin vorhandenen Eiskriställchen (z. B. Visser auf S. 1032 und Meyer auf S. 50–53). Wenn nämlich letztere die Windgeschwindigkeit angenommen haben, seien sie nur noch der Gravitation unterworfen, verhalten sich also wie beim Fallen in ruhiger Luft.

Bei Betrachtung der Fig. 1–3 könnte man sich zunächst vorstellen, dass die hinter den Bergen sichtbare Wolkenwand in einer gegen den Beobachter zu abfallenden, gleichmässig geneigten Ebene vorliegen

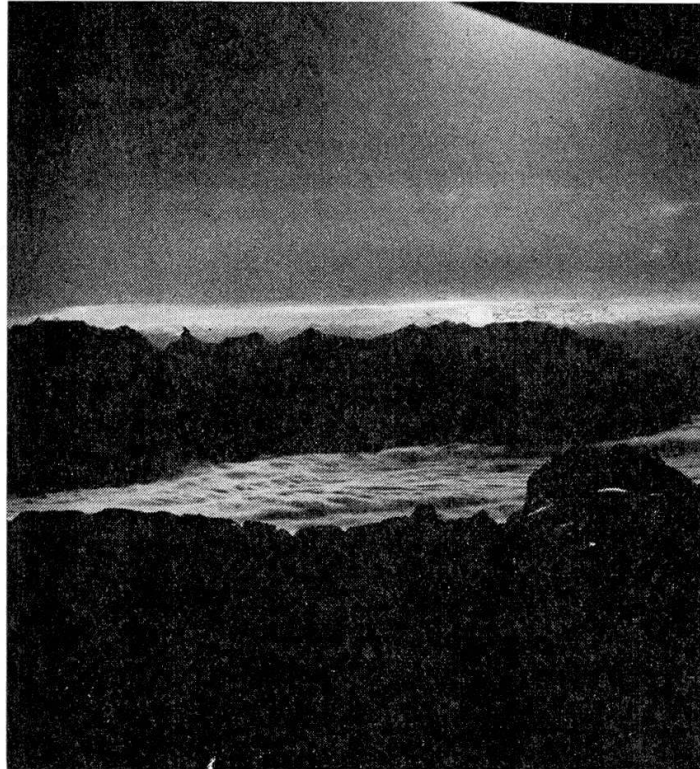


Fig. 3 Wanderung der hohen Untersonne. Zustand um 9 h 48, kurz vor Verschwinden der Erscheinung

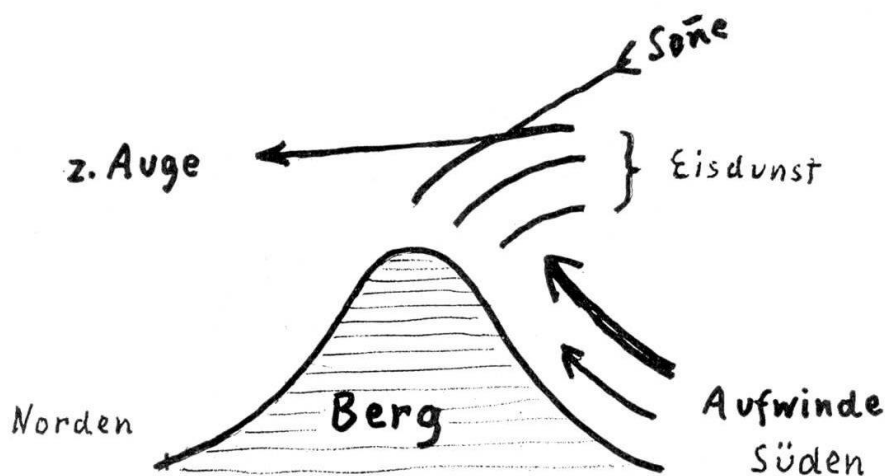


Fig. 4 Schematische Darstellung der Föhnwalze mit gebremsten, bodennahen Geschwindigkeiten. Die Schneesternchen stellen sich parallel zur Oberfläche dieser Walze

könnte. In diesem Falle jedoch müssten die gespiegelten Sonnenbilder mit zunehmender Sonnenhöhe progressiv tiefer sinken.

In gleicher Weise spiegeln sich drei verschieden hohe, brennende Kerzen am Rande eines horizontalen Spiegels stehend, ebenfalls für unser Auge in ganz unterschiedlichen Tiefen.

Anders liegen die Verhältnisse, wenn sich die Sonne auf einer walzenförmigen Fläche spiegelt, die quer zum Lichteinfall steht. Jetzt erscheinen alle Spiegelbilder einer progressiv höher steigenden Sonne bei konstantem Betrachtungsort nahezu auf gleicher Höhe.

In der Fig. 4 ist schematisch die beobachtete Föhnwalze mit den unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten dargestellt, welche zur gewölbten Ebene führten, in welcher sich die Schneeplättchen auf der abfallenden, der Blickrichtung zugeneigten Ebene einstellen.

Zusammenfassung

Beschreibung von nahezu ideal runden Untersonnen, bedingt durch Schneesternchen oder sehr flachen Eisplättchen. – Eine Beobachtung mit Fotos einer knapp über dem Horizont auf einer queren, horizontalen Eiswolkenwalze sichpiegelnden «hohen Untersonne» wird beschrieben, wobei diese der ständig höhersteigenden Sonne immer im Sonnenvertikal, jedoch auf streng horizontaler Ebene folgte. Für zum Teil bezweifelte Beobachtungen der Literatur von «zu hohen Untersonnen» wird eine Erklärung gegeben.

Literatur

1. Wegener, A.: Die Nebensonnen unter dem Horizont. Meteorol.Z. 34: 295 (1917).
 2. Meyer, R.: Die Haloerscheinungen (Verlag Henri Grand, Hamburg 1929).
 3. Visser, S.W.: Die Haloerscheinungen. Handbuch der Geophysik, Vol. 8: 1027 (1960).
 4. Dietze, G.: Einführung in die Optik der Atmosphäre (Akademische Verlagsges. Geest & Portig, Leipzig 1957).
 5. Pernter, J.M. / Exner, F.M.: Meteorol. Optik, 2. Aufl. (W. Braumüller, Wien/ Leipzig 1922).
 6. Lenggenhager, K.: Ideale Sonnenspiegelung auf Wolken und deren Erklärung. Z.f.Meteorol. 23, 288 (1973).
 7. Lenggenhager, K.: Zur Erklärung der verschiedenen Grössen der Untersonnen. Z.f.Meteorol. 23, 293 (1973).
9. H. Richner (Laboratorium für Atmosphärenphysik, ETH Zürich): Sind rasche atmosphärische Druckschwankungen Ursache von Befindensstörungen?

Eine vom Schweizerischen Nationalfonds finanzierte Untersuchung des Laboratoriums für Atmosphärenphysik der ETH soll Aufschluss über mögliche Zusammenhänge zwischen raschen atmosphärischen Luftdruckschwankungen und biologisch-physiologischen Unregelmässigkeiten geben. In diesem Rahmen wurden unter anderem Korrelationen zwischen den Amplituden von Druckschwankungen innerhalb eines bestimmten Frequenzbereiches und dem subjektiven Befinden eines grösseren Personenkollektivs gesucht.

Gemeinsam mit Physiologen und Psychologen wurde ein Fragebogen

entworfen, der es gestatten sollte, das subjektive Befinden – und damit eine allfällige Wetterfühligkeit – möglichst genau zu erfassen, und zwar sowohl in psychischer wie physischer Hinsicht. Eine grosse Versicherungsgesellschaft erlaubte es, dass die statistische Erhebung unter ihrer Belegschaft durchgeführt wurde. Die Befragung wurde in drei Perioden von insgesamt knapp sieben Monaten Dauer aufgeteilt, wobei sich jeweils rund 200 Personen beteiligten.

Vor jeder Befragungsperiode wurde ein spezieller Fragebogen, der «Einmalige Fragebogen», von allen an der statistischen Erhebung beteiligten Personen ausgefüllt. Dieser Fragebogen brachte Auskunft unter anderem über Alter und Geschlecht, über klimatische Bedingungen am Arbeitsplatz sowie über die Ansicht der Testperson, ob sie wetterfühlig sei oder nicht. Aufgrund der Angaben auf diesem Fragebogen wurden die Personen in Gruppen eingeteilt. Die Einteilung erfolgte nach den Kriterien

- Geschlecht (WE, MA)
- Arbeitsort in klimatisiertem oder nicht klimatisiertem Raum (KL, NK)
- eigene Einschätzung, ob wetterfühlig oder nicht wetterfühlig (WF, NW)

Der Anteil der Wetterfühligen ist erstaunlich gross: Vier von zehn Personen glauben wetterfühlig zu sein, wobei es scheint, dass Wetterfühligkeit bei Damen etwas mehr verbreitet ist als bei Herren.

Bereits im «Einmaligen Fragebogen» wurde zudem nach drei eher psychischen Beschwerden gefragt. Tabelle I zeigt die Häufigkeiten ihres Auftretens. Rund die Hälfte der an diesen Beschwerden leidenden Personen glauben, dass die Störungen wetterbedingt auftreten. Nur ein Drittel aller Befragten kennt weder Beklemmungsgefühle, Angstzustände noch Schlafstörungen noch Niedergeschlagenheit. Allerdings ist mit diesen Zahlen überhaupt nichts über den Prozentsatz der Personen, die tatsächlich an einem bestimmten Tag Beschwerden haben, ausgesagt.

Tab. I Prozentsätze der Personen, welche zumindest zeitweise an den im «Einmaligen Fragebogen» aufgeführten Beschwerden leiden

Beklemmung, Angstzustände	18,1 %	(5,7 %)
Schlafstörungen	48,2 %	(28,3 %)
Niedergeschlagenheit	55,3 %	(22,5 %)
An allen drei	8,9 %	(2,3 %)
An keiner	30,3 %	

Die Zahlen in Klammern sind die Prozentsätze der Personen, welche glauben, dass ihre Beschwerden wetterbedingt auftreten.

Täglich von Montag bis Freitag wurde zwischen 14 und 15 h allen an der Aktion mitmachenden Personen der sogenannte «Tägliche Fragebogen» abgegeben. Ungefähr eine Stunde später wurde dieser wieder

eingesammelt. Dieses Vorgehen garantierte, dass man aktuelle Angaben erhielt und die Bogen nicht «auf Vorrat» oder «aus dem Gedächtnis» ausgefüllt wurden.

Der «Tägliche Fragebogen» gliederte sich in mehrere Blöcke. Ein Block enthielt Fragen nach Beschwerden wie Kopfschmerzen, Übelkeit usw. im Zeitraum von 18 h des Vortages bis zur Zeit des Ausfüllens. Alle diese Fragen konnten mit Ja oder Nein beantwortet werden. In einem anderen Block wurde nach dem Befinden gefragt. Er bestand aus sogenannten bipolaren Wortpaaren. Die befragte Person musste sich zwischen den beiden Antonymen (z.B. müde – frisch, träge – initiativ usw.) einstufen. Diese Einstufung geschah durch eine Markierung auf einem 7 cm langen, zwischen den Antonymen liegenden Strich. Zusätzlich wurde nach dem empfundenen Raumklima, nach dem Medikamentenkonsum und nach der Beleuchtung des Arbeitsplatzes gefragt.

Bei der Auswertung der Antworten auf die bipolaren Fragen benutzte man eine Skala von 1 bis 9, auf welche die von den Testpersonen gemachten Einstufungen umgelegt wurden. Notfalls wurden die Werte invertiert, damit bei allen Antworten ein hoher Zahlwert ein «positives» Befinden darstellte.

Für jeden Tag, für jede Gruppe und für jede Frage wurden die prozentualen Anteile der Ja-Antworten (auf Fragen nach Beschwerden) bzw. der Mittelwert der skalierten Antworten auf die bipolaren Fragen berechnet. Eine Korrelationsrechnung während einer Pilotstudie von einem Monat Dauer zeigte, dass die Antworten auf die bipolaren Fragen recht hoch miteinander korrelieren.

Es schien deshalb angebracht, eine Datenreduktion vorzunehmen, indem man eine neue Grösse definierte, die alle Antworten auf die bipolaren Fragen enthielt. Diese Grösse nannte man Befindensindex. Der Befindensindex ist eine Zahl, welche das arithmetische Mittel der zwischen 1 und 9 skalierten Antworten auf die bipolaren Fragen nach dem Befinden darstellt. Ähnlich wurde eine Grösse konstruiert, welche die Summe der Prozentsätze der Ja-Antworten auf die verschiedenen Fragen nach Beschwerden darstellt. Sie stellt einen Prozentsatz dar, welcher den theoretischen Wert von 1100% annehmen kann (da nach elf Beschwerden gefragt wurde, ergäben sich maximal $11 \times 100\%$).

Für die Korrelationen zwischen dem subjektiven Befinden und den Amplituden der Druckschwankungen wurden die Aufzeichnungen der Variographenstation Zürich digitalisiert, indem man für jedes 2-Stundenintervall die mittlere Amplitude für Schwingungen mit einer Periodendauer von weniger als 4 min und für Schwingungen mit einer Periodendauer von mehr als 4 min bestimmte. Aus diesen Werten wurden auch die Mittelwerte für die Viertel-, Halb- und Ganztage berechnet.

Auf den «Täglichen Fragebogen» wurden die Fragen nach Befindensstörungen auf ein konkretes Zeitintervall, nämlich von 18 h des Vortages bis zur Befragungszeit bezogen. Die bipolaren Fragen verlangten die zum Zeitpunkt der Befragung zutreffende Antwort. Eine erste Auswertung zeigte folgendes:

- Verwendet man in Korrelationsrechnungen Daten über Druckschwankungen des dem Befragungstag vorangehenden oder nachfolgenden Tages, so erhält man geringere Korrelationskoeffizienten, als wenn man die Werte der Druckschwankungen desjenigen Tages, an dem der Fragebogen ausgefüllt wurde, den Daten des Fragebogens gegenüberstellt.
- Berechnet man Korrelationen zwischen Befindensstörungen und dem DS-Amplitudenmittel (DS = Druckschwankungen) im Zeitraum von 00 bis 12 h des gleichen Tages, so ergeben sich nur zum Teil bessere Zusammenhänge, als wenn das DS-Amplitudenmittel des ganzen Tages verwendet wird.
- Zwischen den Daten der Fragebogen und den Druckschwankungen mit einer Periodendauer von weniger als 4 min bestehen überhaupt keine Beziehungen.

Wegen dieser Resultate gilt im folgenden:

- Unter Druckschwankungen werden Fluktuationen des atmosphärischen Luftdruckes mit einer Periodendauer zwischen 4 und rund 30 min verstanden.
- Alle nachstehenden Berechnungen zwischen Daten der Fragebogen und Druckschwankungen wurden mit Tagesmitteln der DS-Amplituden desjenigen Tages, an dem der Fragebogen ausgefüllt wurde, durchgeführt.

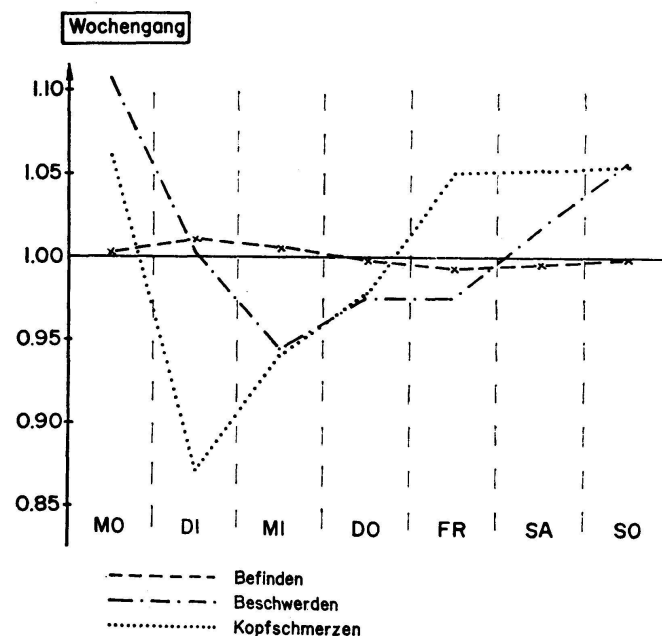


Fig. 1 Wochengang des Befindensindex, der Beschwerdensumme und der Häufigkeit von Kopfschmerzen. Die Werte für Samstag und Sonntag wurden – aus hier nicht näher zu erläuternden Gründen – derart berechnet, dass sie zusammen mit den Werten von Freitag und Montag eine geometrische Folge bilden

Für alle Zeitreihen der Fragebogendaten wurde der Wochengang berechnet und eliminiert. Fig. 1 zeigt den Wochengang für die Gruppe TT, d. h. für das gesamte Personenkollektiv. An Montagen treten überdurchschnittlich viele Beschwerden auf, während ihre Zahl mittwochs am geringsten ist. Die Variationen der bipolaren Fragen dagegen sind sehr gering.

Die Amplitude oder gar der Verlauf des Wochenganges ist unabhängig von der Personengruppe. Die in Fig. 1 dargestellten Schwankungen für die Gruppe TT stehen stellvertretend für den Wochengang aller Gruppen. Von geringfügigen Abweichungen abgesehen, weisen alle dieselbe Amplitude und denselben Verlauf auf. Praktisch heisst das, dass Damen wie Herren, wetterfühlige wie nicht wetterfühlige Personen gleichermassen einer durch den Wochentag bestimmten Anfälligkeit für gestörtes Befinden oder für Beschwerden unterliegen.

Für alle Gruppen wurden die Korrelationskoeffizienten zwischen jeder einzelnen, vom Wochengang befreiten und ergänzten Zeitreihe der Fragebogendaten und der DS-Amplitude bestimmt. Mehr als die Hälfte aller Zeitreihen korrelieren statistisch gesichert mit den Druckschwankungen. Allgemein gilt, dass die Korrelation bei Damen stärker als bei Herren, bei Personen in klimatisierten Räumen stärker als bei solchen in nicht klimatisierten und bei angeblich wetterfühligen Personen stärker als bei nicht wetterfühligen ist.

In den Fig. 2–4 sind die Regressionen zwischen DS-Amplituden und Befindensindex, Beschwerdensumme und – als angeblich typisch wetterbedingte und häufigste Beschwerde – Kopfschmerzen dargestellt. Tabelle II zeigt die entsprechenden Korrelationskoeffizienten. In jeder Figur ist die Regression für das Gesamtkollektiv (Gruppe TT) und zwei komplementäre Gruppen (WE und MA, NK und KL, NW und WF) eingezeichnet. Auf der horizontalen Achse sind die DS-Amplituden in willkürlichen Einheiten (Skalenteilen) aufgetragen, wobei zwei Werte speziell hervorgehoben sind:

- a) 8,2 Skt entspricht dem langfristigen Mittel der Amplitude
- b) 16,8 Skt ist ein typischer Wert für die DS-Amplitude in der Nähe einer Kaltfront.

Die Figuren zeigen deutlich, dass die Gruppen mit einer höheren mittleren Häufigkeit der Beschwerden (Wert bei 8,2 Skt) in der Regel eine stärkere Abhängigkeit von der DS-Amplitude aufweisen, was sich in einer grösseren Steigung der Geraden ausdrückt. Diese Aussage gilt sinngemäss auch für das Befinden. Die einzige Ausnahme stellt man bei den Kopfschmerzen in den Gruppen NW und WF fest: Obwohl die Gruppe WF im Mittel häufiger Kopfschmerzen hat, nehmen diese mit steigender DS-Amplitude nicht so stark zu wie in der Gruppe NW. Es sei jedoch daran erinnert, dass für die Gruppe WF zwischen Kopfschmerzen und DS-Amplitude kein statistisch gesicherter Zusammenhang gefunden werden konnte (vgl. Tab. II).

Anschaulich wird in diesen Figuren gezeigt, wie gross der möglicherweise durch Druckschwankungen hervorgerufene Anteil an Beschwerden

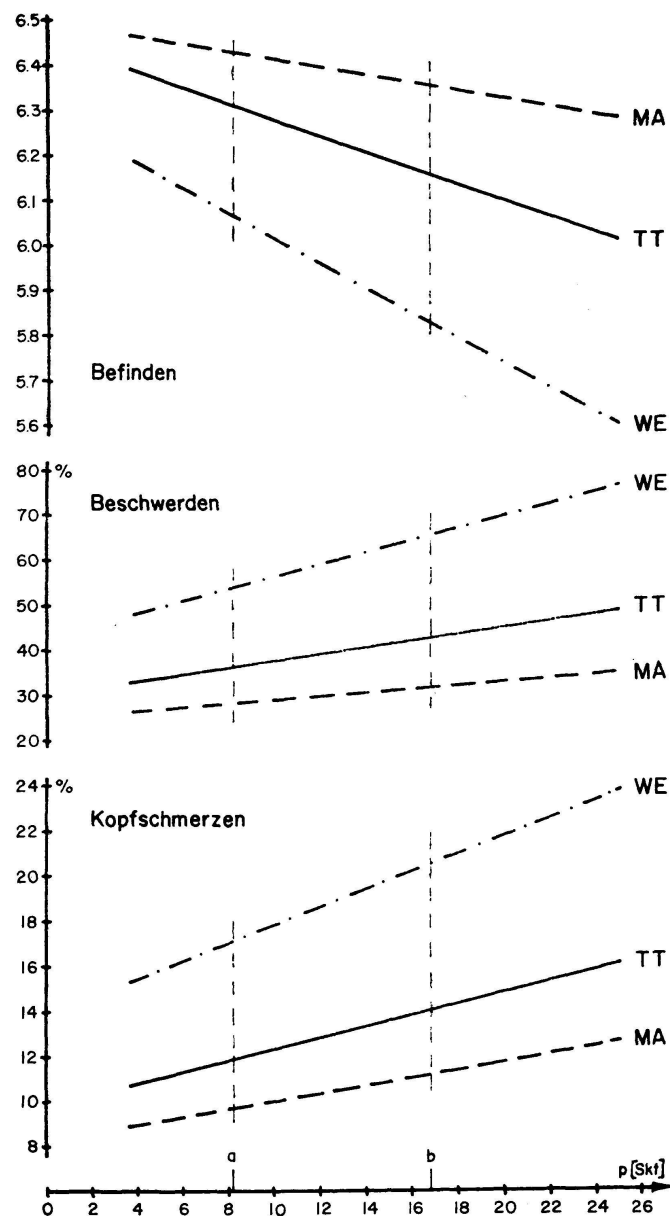


Fig. 2 Befindensindex, Beschwerdensumme und Häufigkeit von Kopfschmerzen als Funktion der DS-Amplitude für alle Personen (TT), für Damen (WE) und für Herren (MA)

Tab. II Korrelationskoeffizienten in den verschiedenen Gruppen zwischen Antworten und DS-Amplituden

	TT	WE	MA	NK	KL	NW	WF
Befindensindex	0,330*	0,358*	0,214*	0,206*	0,359*	0,113	0,418*
Beschwerdensumme	0,331*	0,295*	0,252*	0,275*	0,316*	0,240*	0,308*
Kopfschmerzen	0,291*	0,264*	0,204*	0,108	0,317*	0,372*	0,111

* Statistisch gesichert mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von maximal 0,1%

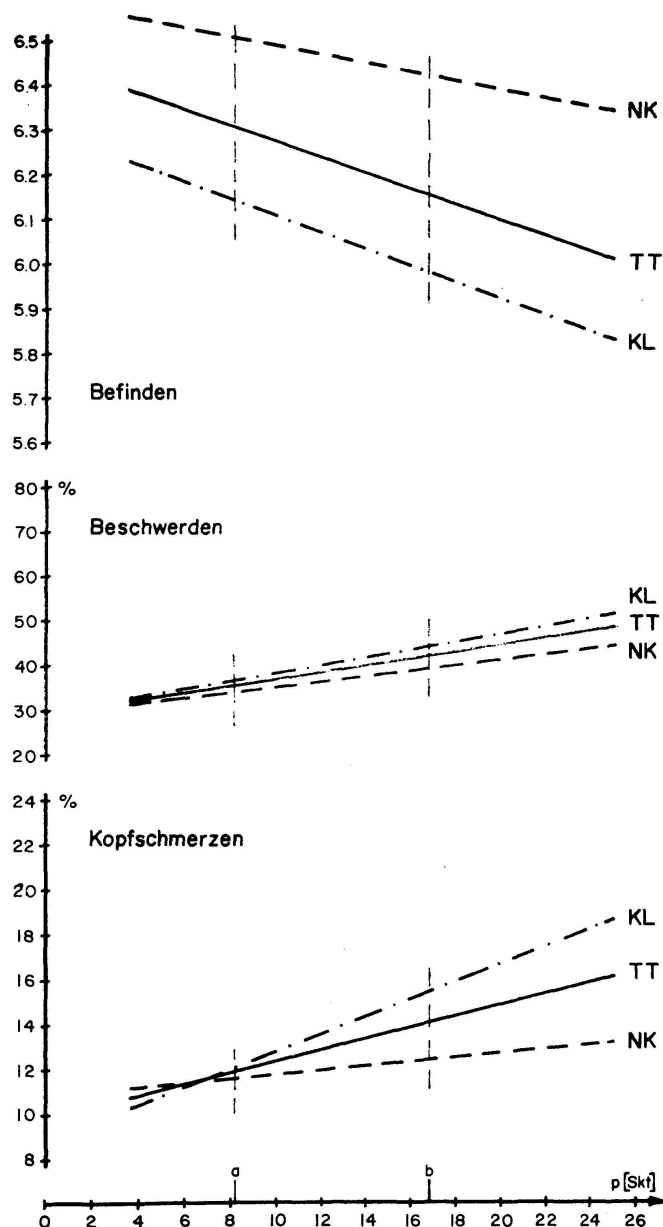


Fig. 3 Befindensindex, Beschwerdensumme und Häufigkeit von Kopfschmerzen als Funktion der DS-Amplitude für alle Personen (TT), für Personen in klimatisierten (KL) und für Personen in nicht klimatisierten (NK) Räumen

ist. Zum Beispiel leiden im Mittel 36% des untersuchten Kollektivs an irgendeiner Beschwerde (Gruppe TT, Beschwerden, DS-Amplitude 8,2 Skt). Vergrössern sich nun die Druckschwankungen z.B. als Folge einer Kaltfront auf 16,8 Skt, so erhöht sich der erwähnte Prozentsatz um 7% auf 43%. Dies entspricht einer auf den Gesamtmittelwert bezogenen relativen Zunahme von immerhin knapp 20%! Etwas schwieriger sind entsprechende Betrachtungen beim Befindensindex, da hier eine absolute

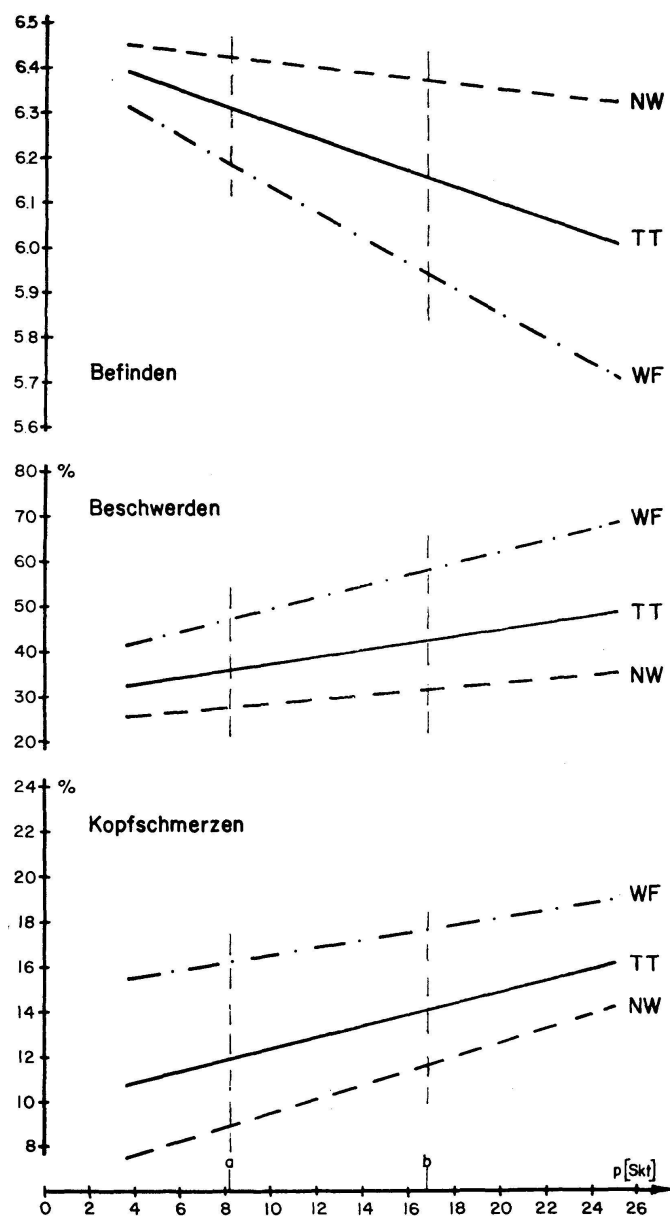


Fig. 4 Befindensindex, Beschwerdensumme und Häufigkeit von Kopfschmerzen als Funktion der DS-Amplitude für alle Personen (TT), für Personen, die sich für nicht wetterfühlig (NW), und für Personen, die sich für wetterfühlig halten (WF)

Skala fehlt. Hingegen lassen sich auch hier die verschiedenen Gruppen leicht miteinander vergleichen.

Damit ist zwar die Frage nach einem ursächlichen Zusammenhang zwischen Druckschwankungen und Befindensstörungen noch nicht geklärt. Es steht aber fest, dass zwischen Druckschwankungen mit Periodendauern von 4 bis 30 min und dem subjektiven Befinden vieler Personen eine statistisch gesicherte Parallelität besteht. Ähnliche Berechnungen sollen auch noch mit Unfall- und Mortalitätsstatistiken, mit Häufigkeit

epileptischer Anfälle und mit Anruffrequenzen an die Telephonseelsorge durchgeführt werden.

Literatur

Assmann, D.: Die Wetterfähigkeit des Menschen (Fischer Verlag, Jena 1963).

Richner, H.: Rasche Luftdruckschwankungen und Wetter. ge. Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges. 152: 209–213 (1972).

10. A. N. Aufdermaur (Osservatorio Ticinese, Locarno-Monti): Zum Problem der Vereisung an exponierten Stellen

Bei verschiedenen Bauvorhaben der Nachrichtenübermittlung oder bei touristischen Erschliessungen bevorzugt man exponierte Stellen. Dort können aber ungewöhnliche Vereisungsprobleme auftreten. Dass solche Vereisungen unter Umständen schwerwiegende Folgen haben können, zeigte sich 1969 beim Einsturz des 380 m hohen Fernsehturmes in Emley Moor, England (Page, 1969). Kürzlich hatte ich mit zwei Beispielen persönlich zu tun: dem Fernsehturm auf dem Säntis und dem Projekt eines Glashauses auf dem Jungfrauoch. Im zweiten Fall erstreckte sich das Problem bis auf geringste, nur sichtbehindernde Vereisungen. Ich will dies zum Anlass nehmen, um summarisch auf die Physik verschiedener Mechanismen der Eisbildung einzugehen. Dabei werden mögliche Bekämpfungsmassnahmen erwähnt.

Zwei Mechanismen müssen wir in Betracht ziehen: erstens die Kondensation von Wasserdampf bei Temperaturen unter Null auf Festkörpern und Eis (Deposition) und zweitens die Ablagerung von unterkühlten Nebel- und Regentropfen. Schneeablagerungen wollen wir vorläufig ausser Betracht lassen.

Deposition von Eis aus der Gasphase kommt häufig vor während klaren, kalten Nächten. Der Wärmeverlust durch die Temperaturstrahlung kann dann zu einer massiven Unterschreitung des Taupunktes führen. Als Resultat findet man am Morgen dünne Reifschichten, die vor allem auffällig sind, wenn man sie von meteorologischen Messinstrumenten oder von den Scheiben des im Freien parkierten Autos abkratzen muss. Eine relativ schwache Heizung zur Kompensation des Strahlungsverlustes kann diese Vereisung unterbinden. Der Wärmeverlust durch die Temperaturstrahlung beträgt etwa 80 W m^{-2} . Die dadurch bewirkte Deposition von Eis ist nur schwach von der Windstärke abhängig. Mit zunehmender Belüftung wird zwar die Diffusion des Wasserdampfes verstärkt, gleichzeitig wird aber auch mehr Wärme zugeführt und dadurch die Abkühlung durch Ausstrahlung abgeschwächt. Man kann einen Richtwert für die durch Ausstrahlung bedingte Eisbildung E_s angeben:

$$E_s \cong 30 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1} (= 0,03 \text{ mm/h})$$

Wenn die relative Feuchtigkeit auf 100% ansteigt und Nebel vorhanden ist, wird zwar die Ausstrahlung unterbunden, aber Deposition von Wasserdampf an geeigneten Oberflächen oder bereits vorhandenem Eis ist immer noch möglich wegen des Dampfdruckunterschiedes zwischen unterkühltem Wasser und Eis. Die Eistemperatur steigt wie beim Psychrometer um Zehntelsgrade über die Lufttemperatur und die deponierte Eismenge E_{100} hängt entsprechend den Gesetzen des Wärme- und Stoffüberganges nun stark von der Belüftung und der Geometrie ab.

$$E_{100} \cong 2 \sqrt{v/D} \quad \text{g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$$

Die Windgeschwindigkeit v wird in m/s, der Körperdurchmesser D in m eingesetzt. Daraus ergibt sich, dass diese Art der Vereisung für kleine Körper, z.B. Schneekristalle, von Bedeutung ist. Da sich diese Vereisungen auf Grund von nur kleinen Dampfdruckunterschieden bilden, können sie durch kondensationshemmende Oberflächenbehandlung oder durch schwaches Heizen verhindert werden.

Grösste und schwer zu bekämpfende Vereisungen entstehen beim Aufprall von unterkühlten Regen- und Wolkentropfen. Solche Vereisungen sind bei Flugzeugen wohlbekannt und gefürchtet. Es ist einleuchtend, dass diese Vereisungsarten in der gleichen Grössenordnung wie die Niederschlagsintensität liegen: mm/h oder $\text{kg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$. Sie sind also eine bis zwei Grössenordnungen stärker als jene aus der Gasphase. Versuche haben auch ergeben, dass diesen Vereisungen durch kondensationshemmende Oberflächenbehandlung nicht beizukommen ist, höchstens durch massives Heizen. Bei diesen Vereisungen stellt sich noch ein interessantes aerodynamisches Problem. Damit Tropfen vom Wind getrieben auf ein senkrechtes Hindernis aufprallen, muss nach Langmuir (1945) folgende Bedingung erfüllt sein:

$$\varnothing^2 \cdot v \cdot \varrho_w > D \cdot \eta$$

Bei einer Windgeschwindigkeit $v = 1$ m/s und einem Körperdurchmesser $D = 1$ m ist diese Ungleichung für Tropfendurchmesser von $\varnothing > 0,13$ mm erfüllt. Daraus ist klar ersichtlich, dass kleine Objekte wie Kabel, Verstreibungen usw. bei hohen Windgeschwindigkeiten leicht durch Einfang von unterkühlten Wolkentropfen vereisen, grosse Hindernisse und Gebäudefronten jedoch erst durch relativ grosse Tropfen getroffen werden. Möglichst grosse, geschlossene Flächen bleiben deshalb am ehesten eisfrei. Die Vereisungen wachsen gegen den Wind, bei kugeligen oder zylindrischen Formen vom vorderen Staupunkt, bei quer angeströmten Platten von den Rändern ausgehend. Diese Vereisungen treten in allen Varianten zwischen schneeweissen, lockeren Ansätzen von geringer Dichte bis zum kompakten Klareis auf, je nach Tropfengrösse, Aufprallgeschwindigkeit und Temperatur (Buser und Aufdermauer, 1973).

Erstaunlich ist, wie an bestimmten Stellen, z.B. auf dem Säntis, alle paar Jahre schwere Vereisungen auch an ganzen Gebäudeteilen auftreten, was auf grosse unterkühlte Tropfen schliessen lässt. Zukünftige Vereisun-

gen an der einfachen Geometrie des gegenwärtig gebauten Fernsehturmes dürften darüber interessante Aufschlüsse geben.

Literatur

- Buser, O. / Aufdermaur, A.N.: The density of rime on cylinders. Quart.J.Roy.Met. Soc. 99: 388–391 (1973).
Langmuir, I.: Mathematical investigation of water droplet trajectories. The collected work of Irving Langmuir, 10: 348–393. Pergamon Press.
Page, J.K.: Heavy glaze in Yorkshire—March 1969. Weather 24: 486–495 (1969).

11. N. Pavoni (Adliswil): Neueste Ergebnisse der Seismizität in der Schweiz

Geschäftssitzung

12. F. Heller: Neue Ergebnisse in der Geomagnetik

13. Henning Scriba (Institut für Geophysik der ETH Zürich): Geoelektrische und seismische Untersuchungen im Gebiet zwischen Flaach und Rheinau (Kanton Zürich)*

Es wurden geoelektrische Sondierungen nach dem Wenner- und dem Dipolverfahren durchgeführt (Einzelheiten siehe z.B. Kunetz, 1967). Gemessen wurde mit tieffrequenten Rechteckströmen mit Periodenlängen zwischen 0,1 und 10 sec. Das Sekundärsignal wurde phasenempfindlich gleichgerichtet und über eine bestimmte Anzahl Perioden integriert. Auf diese Weise erhält man einen sehr guten Signal-Stör-Abstand (Scriba, 1973).

Geologische Situation

Das Kristallin des Schwarzwaldes taucht gegen SE unter das Mesozoikum des Tafeljura ein und ist im Bereich der Thurmmündung in den Rhein in rund 1000 m Tiefe zu erwarten. Die darüberliegende mesozoische Schichtenfolge beginnt mit dem Bundsandstein, der hier nur 20–30 m mächtig ist. Die übrigen mesozoischen Sedimente liegen in kalkig bis mergelig-toniger Fazies vor und können eine Mächtigkeit von 750 m erreichen (Bader, 1925). Im Känozoikum erfolgte die Ablagerung der Molasse mit einer Mächtigkeit von rund 200 m. Sandsteine und Mergel der oberen Meeresmolasse und der oberen Süßwassermolasse treten an den Talflanken zutage (Hantke, 1967). Der Talboden ist mit einer sandig-kiesigen Alluvialschüttung bis auf ein Meeresniveau von rund 350 m aufgefüllt.

Es wurden drei Profile gemessen. Profile 1 und 2 folgen dem unteren kanalisiertem Thurlauf in E-W-Richtung (km 686,5 E bis km 690,0 E), Profil 3 liegt senkrecht dazu in N-S-Richtung (km 687,8 E, von km 270,7 N bis km 276,5 N). Das seismische Refraktionsprofil folgt ebenfalls dem Thurkanal in E-W-Richtung. Die Schusspunkte liegen bei km 687,35 E (SP1) und km 688,8 E (SP2).

Die geologische Interpretation der Messungen zeigt Fig. 1. Die ermittelten spezifischen elektrischen Widerstände und seismischen Geschwindigkeiten sowie die Tiefe der Horizonte sind eingetragen. Die elektrischen

* Mitteilung Nr. 86 aus dem Institut für Geophysik der ETH Zürich

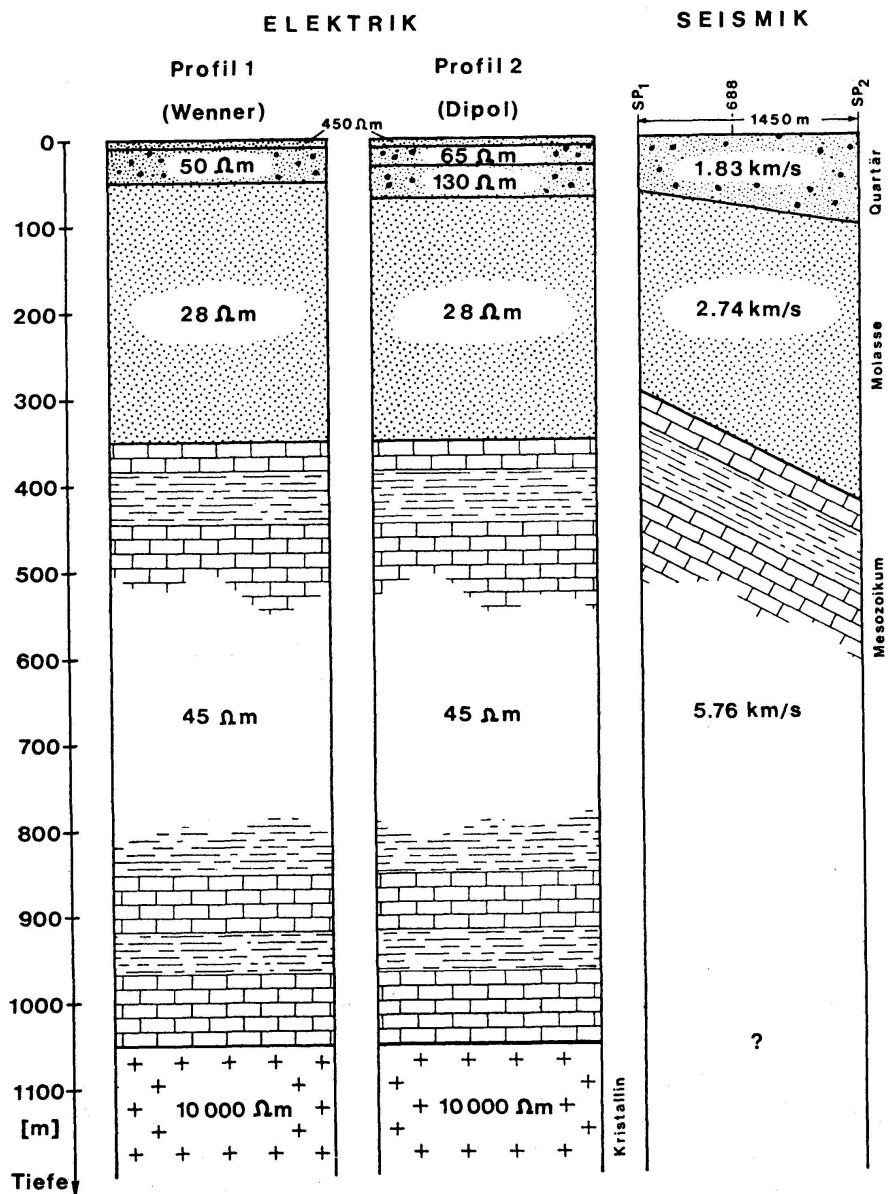


Fig. 1 Geologische Interpretation der elektrischen und seismischen Messungen

Messungen wurden für ein horizontal geschichtetes Medium ausgewertet (Argelo, 1967) und liefern daher keine Schichtneigungen. Die beiden Profile P2 und P3 (gekreuzte Basen, P3 ist nicht eingezeichnet) ergeben praktisch identische Widerstandskurven, so dass die Annahme einer horizontalen Schichtung gerechtfertigt erscheint. Dies bestätigen auch die seismischen Messungen, die eine maximale Neigung der Schichtgrenzen von $5,2^\circ$ (Mesozoikum – Molasse) liefern. Die Tiefe des kristallinen Grundgebirges konnte seismisch nicht ermittelt werden, weil die Auslage zu kurz war. Die gezeichnete Feinstruktur des Mesozoikums ist schematisch. Die seismisch ermittelte Grenze zwischen Mesozoikum und Molasse ist wegen des hohen Geschwindigkeitskontrastes besser definiert als die elektrisch bestimmte (kleiner Widerstandskontrast). Die Unterschiede in der elektrisch ermittelten Quartärmächtigkeit werden durch die unterschiedliche Lage der beiden Mittelpunkte verursacht (Primärdipol von P2 stationär am Ostende des Profils). Die Ergebnisse der elektrischen und seismischen Messungen stimmen also recht gut überein und bestätigen im wesentlichen die erwartete geologische Struktur. Für eine genaue Kartierung der Schichtgrenzen sind jedoch unbedingt weitere Messprofile notwendig.

Literatur

- Argelo, S.M.: Two computer programs for the calculation of standard graphs for resistivity prospecting. *Geophysical Prospecting* XV: 71–91 (1967).
 Bader, F.: Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. Inauguraldissertation, Universität Zürich (1925).
 Hantke, R.: Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. *Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich* 112: 91–122 (1967).
 Kunetz, G.: Principles of direct current resistivity prospecting (Borntraeger, Berlin 1966).
 Scriba, H.: Geoelektrische Widerstandsmessung mit tieffrequenten Rechteckströmen. Diss. Nr. 5180, ETH Zürich (1973), 62 S.

14: G. Hirschi (Richterswil): Das System der Raumenergieeinheiten

Vorerst möchte ich auf noch ungeklärte Punkte hinweisen: Durch welche Ursachen und Eigenschaften sind die Raumkörper vorhanden? Zum Beispiel unsere Sonne und Erde.

Im sogenannten Grundgesetz heisst es: $E = M \cdot C^2$.

Was ist M in Wirklichkeit und was ist die Ursache von C ? Man sagt, dass im Atomkern eine grosse Energie vorhanden ist. Was hält diese Energie zusammen? Durch welche Konzentration?

Was uns direkt persönlich angeht: Was ermöglicht die Wechselwirkung zwischen Geist–Körper / Körper–Geist?

Vor 40 Jahren nahm ich mir vor, zu erfahren, was Materie und was Licht ist. Ich las Berichte und Bücher über Erde und Sonne. In der da-

maligen Zeit war wissenschaftlich eine grosse Diskussion darüber im Gange, ob das Licht eine Welle oder ein Korpus sei.

In meiner Freizeit beschäftigte ich mich immer wieder mit den physikalischen Vorgängen unserer Welt und Umwelt. Um die Sache besser zu verstehen, besuchte ich Physikkurse.

Nach 20 Jahren zeigte sich das System der Raumenergieeinheiten. Seither prüfe ich, ob sich dieses System auch in jeder Hinsicht bestätigt. Auf Grund der erkannten Erscheinungen bestätigt sich dieses System in jeder Hinsicht.

In den folgenden 20 Jahren bemühte ich mich immer wieder, dieses System zu beschreiben. Dies ist sehr schwer, denn es bereitet mir grosse Mühe, die richtigen Worte und die träge Ausdrucksweise zu finden. Wissenschaftlich ist auch nichts vorhanden, worauf ich hinweisen könnte. Es wird deswegen wohl jedermann begreiflich sein, dass ich dieses System nur grob und lückenhaft beschreiben kann. Dies um so mehr, weil dieses System an sich nicht gegenständlich ist.

Der unbegrenzte Raum des Weltalls besteht aus Energieeinheiten in einer absoluten Konzentration. (Es gibt auch da Unterschiede.) Der Raum, den eine Energieeinheit einnimmt, ist etwa 10^{-2500} mal geringer als der Raum, den ein Tischtennisball einnimmt.

(Die Daten in dieser Beschreibung sind grobe Schätzungen und sollen nur einen Begriff von diesem System vermitteln.)

Die ganze Sache erfordert von uns eine gründliche gedankliche Umstellung. Um so mehr, weil wir es mit einem nicht stofflichen *Wesen* zu tun haben. Wir sind nicht gewohnt, uns diese nicht stofflichen Energieeinheiten vorzustellen. Wir müssen aber trotzdem das Wesen dieser Energieeinheiten näher kennenlernen, weil es die Grundlage aller Dinge ist.

Aus diesem Grunde vergrössern wir gedanklich die Energieeinheit 10^{2500} mal und geben ihr die Gestalt des Tischtennisballes. Jetzt zeigt sich uns eine einfache interessante Welt. Jede Einheit ist von 12 Einheiten umgeben (Fig. 1).

Die Schnittzeichnung (Fig. 2) zeigt die total leeren Räume, die zwischen der Zentrumeinheit und den umgebenden Einheiten im passiven Zustand vorhanden sind.

Fig. 3 zeigt die leeren Räume, welche zwischen der Zentrumeinheit und den 12 umgebenden Einheiten vorhanden sind, in der gegenständlichen Darstellung.

Es zeigt sich, dass 8 Schwing- und 6 Schlupfräume vorhanden sind. Jede der 12 umgebenden Einheiten – die auf dem Bild fehlen – weist 5 innere und 7 äussere Erregungskontaktstellen auf. Dadurch sind bei den 12 Einheiten bereits 144 Impulsübertragungsbereiche vorhanden. Die 12 Einheiten werden von 44 weiteren Einheiten umgeben. Die Zahl der Einheiten wird bei jeder weiteren Schicht immer grösser. Warum ist plötzlich von Impuls die Rede? Die Vorgänge im Weltall zeigen, dass die Energieeinheiten die Eigenart und die Eigenschaften der Betätigung und des Ausruhens in sich tragen. Zur Betätigung bilden sie aktive kugelförmige Verbände. Das «sogenannte Atom» ist ein solcher Verband.

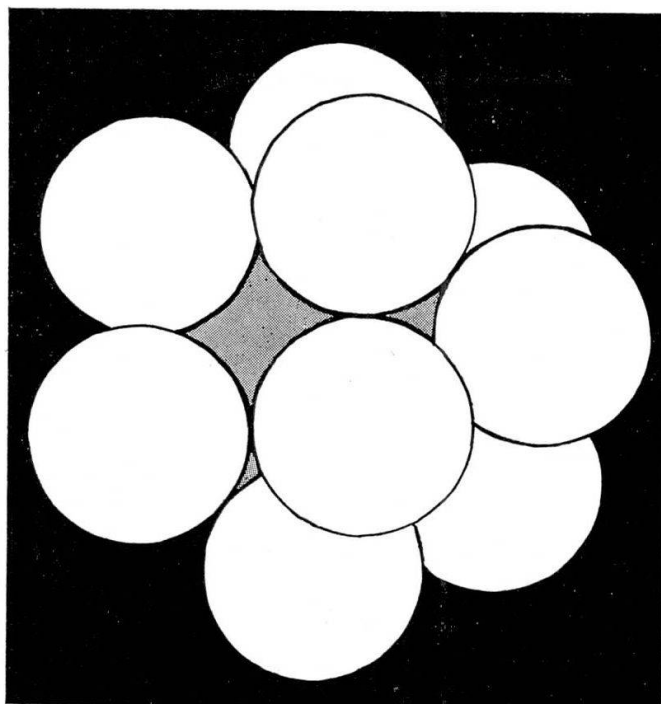


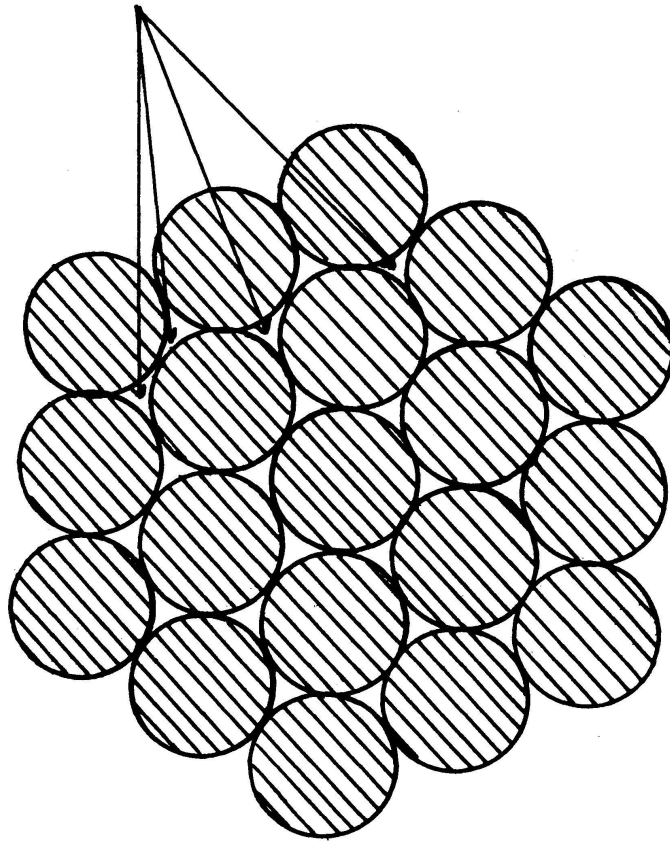
Fig. 1

Wenn wir 10^6 bis 10^{10} Einheitenschichten annehmen, könnte man ausrechnen, wie viele Einheiten pro Verband vorhanden sind. Diese Rechnung überlassen wir Spezialisten und Rechenmaschinen. In jedem Fall müssen so viele Einheiten aufeinander einwirken, wodurch der Aktivitätsablauf zustande kommt.

Die Eigenschwingungszahl jeder Einheit scheint fast unbeschränkt. Die Aktivität der Energieeinheiten besteht aus dem Abgeben, dem Aufnehmen und dem Erwidern von Impulsen. Jede Energieeinheit bildet durch ihr Vorhandensein einen elastischen Widerstand. Über die Impulsübertragungsbereiche werden die Impulse ausgetauscht. Dadurch erhält und erwidert die Zentrum-Energieeinheit alle Impulse von allen Einheiten gegen alle Einheiten über alle Übertragungsbereiche. Es ergibt sich dadurch eine Impulsvervielfachung von den Einheiten auf der Oberfläche des Verbandes bis zu dessen Zentrumeinheit von $1:10^{1\,000\,000}$. Diese Zahl soll uns von diesem einfachen Impulsvervielfacher einen Begriff geben.

Aus welchem Grund benötigt die Zentrumeinheit diese grosse Eigenschwingung? Die absolute Konzentration der latenten Energieeinheiten bildet für den Durchgang der aktiven Einheiten einen grossen Widerstand. Dazu kommt noch der Verbandsaustrittswiderstand. Diese Widerstände müssen überwunden werden. Nur durch die grosse Eigenschwingung kann die Zentrumeinheit den Verband verlassen, wodurch die Zirkulation zustande kommt.

Hier zeigen sich die total leeren Räume.



Im passiven Zustand
Fig. 2

Es gibt Mikroaktivverbände, bei denen mehrere Einheiten im Zentrum die erforderliche Austrittsenergie erlangen.

Die Mikroenergieverbände vereinigen sich wiederum zu Makroverbänden. Die Erde und die Sonne sind solche kugelförmige Makroverbände. Eine Energieeinheit im Zentrum der Erde muss zu den schon erwähnten zwei Widerständen noch den Austrittswiderstand des Makroverbandes überwinden. Dieser Widerstand ist beim Makroverband Sonne sehr gross. Wir brauchen uns deswegen keine Sorgen zu machen. Diesem sehr grossen Widerstand steht die gewaltige Impulssteigerung von der Oberfläche der Sonne bis zu deren Zentrum gegenüber. Man denke an die vielen Mikroverbände, die als Impulsvervielfacher die Sonne bilden. Dadurch ist im Zentrumbereich der Sonne die Impulszahl auf der Oberfläche der Mikroverbände schon ausserordentlich hoch. Dazu kommt immer wieder die Impulsvervielfachung von 1 zu $10^{1\,000\,000}$. Dieses Aufeinanderwirken ergibt eine gigantisch-explosionsartige Ausbruchsemission. Die sehr hoch aktiven Einheiten gelangen als Strahlungsträger in den Raum des Weltalls. Zum Beispiel als Licht.

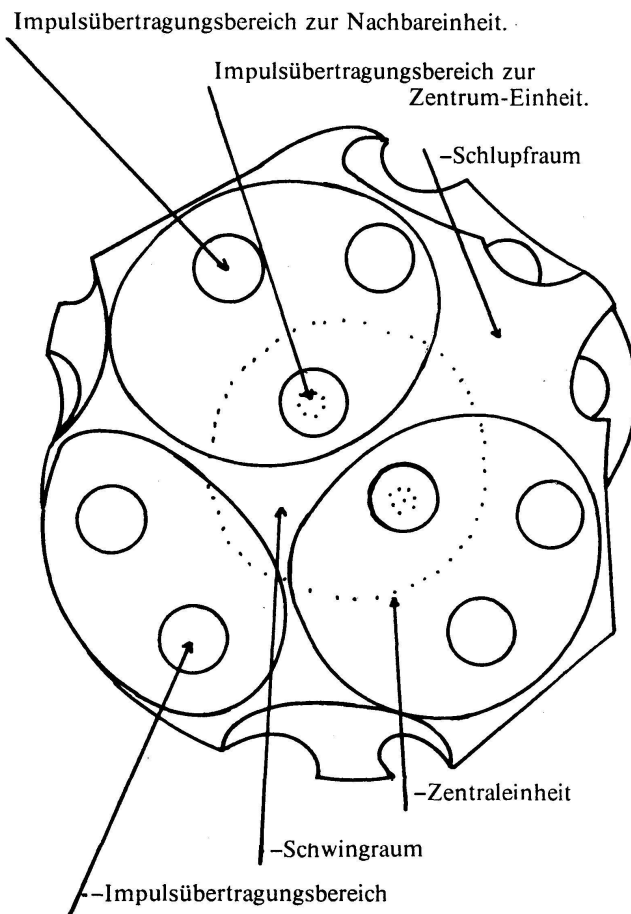


Fig. 3

Die leeren Räume zwischen der Zentrum-Einheit und den umgebenden Einheiten, in der gegenständlichen Darstellung.

Es zeigt sich dadurch, dass das Ablaufsystem der Energieeinheiten die Energie der Sonne bildet. Die sogenannten Atomumwandlungsprozesse auf der Sonne sind nur eine regulierende Begleiterscheinung.

Der Energieablaufvorgang ist in einem Makroverband nicht gleichmäßig. Die verschiedenen aktiven Mikroverbände, ihre Beweglichkeit im Makroverband und der rasante, riesige Austausch der Energieeinheiten verursachen Differenzen im Ablaufvorgang. Die Fackel, Eruptionen, Filamente am Sonnenrand weisen auf den ungleichen Ablauf hin.

Auch die Aktivität der Erde ist verschieden. Seit einiger Zeit kann man die variable Aktivität der Erde registrieren und die Auswirkungen beobachten. Das Registriergerät zeigt stoss-, fast explosionsartige Ausschläge in der Aktivität. Dieses stossartige Verhalten kommt durch die Ansammlung der aktiven Einheiten und den dadurch erreichten Widerstandsdurchbruch zustande.

Beim Mikro- wie auch beim Makroverband sind drei Bewegungsrichtungen und Unterschiede in bezug auf das Verhalten und die Geschwindigkeiten der Zirkulation zu beachten (Fig. 4):

1. der Eingang der Energieeinheiten in den Aktivierungsverband zum Zentrum
2. der Ausgang der aktivierten Energieeinheiten vom Zentrum nach aussen
3. die Fortpflanzung der kugelförmig angeordneten Aktivität als Ganzes in den Raumenergieeinheiten des Alls.

Zu 1:

In Richtung Zentrum befolgen die Einheiten das stufenartige Schichtenablaufsystem. Nach innen wechselt die Einheit die Schichten immer rascher.

Je nach der Gesamtaktivität der verschiedenen Verbände ist auch die Zirkulationsgeschwindigkeit verschieden.

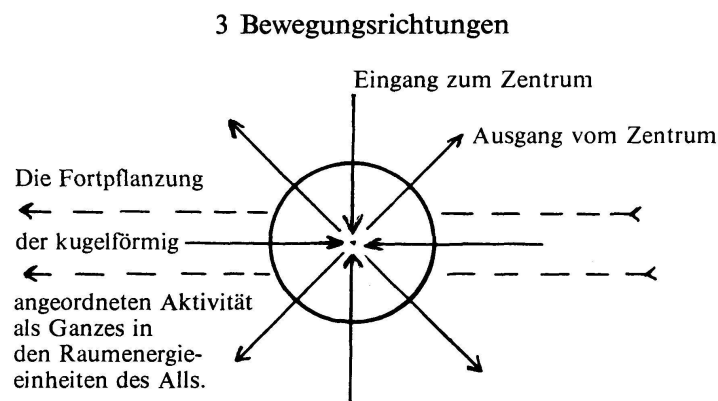


Fig. 4

Zu 2:

Vom Zentrum nach aussen halten sich die aktivierten Einheiten, obwohl beeinflusst, nicht mehr an das Schichtenablaufsystem. Sie gehen den Weg des geringsten Widerstandes. Es kommt zu Einheitenballungen. Diese geballten Einheiten können zusammen den Umgebungswiderstand besser durchbrechen.

Die wellenartige Verdrängung der Umgebungseinheiten kommt durch das sprunghafte Vordringen des Quantenschwarmes zustande. Dieses Verhalten wird durch die Wechselwirkung zwischen der aktiven Quantenballung und dem elastischen Widerstand der Umgebungseinheiten hervorgerufen.

Durch die Verschiedenartigkeit der Aktivität der Verbände ist auch

die Intensität der Einheiten verschieden. Je nach Intensität der Einheiten ergibt sich die entsprechende Ausgangs- und Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Die Lichtgeschwindigkeit ist eine dieser Geschwindigkeiten.

Zu 3:

Die Fortpflanzung des Aktivitätsverbandes in den Raumenergieeinheiten ist die Voraussetzung zu dessen Erhaltung. Der Makroverband «Erde» soll sich mit einer Geschwindigkeit von 5000000 km pro Stunde im Raum fortpflanzen.

Wir haben uns bisher hauptsächlich mit den Aktivverbänden befasst, weil wir körperlich durch diese und in deren Bereich existieren. Um die Aktivverbände sind riesige Räume, wo sich die Energieeinheiten im latenten Zustand befinden und sich zur neuen Aktivität vorbereiten. Das war ein Spaziergang durch das System der Energieeinheiten. Die Zukunft wird zeigen, was an dieser Darstellung richtig ist und was nicht zutrifft.

Fast hätte ich vergessen, vom Zustand Materie näher zu berichten, denn im System der Energieeinheiten ist dieser Zustand eine sekundäre Randerscheinung.

Die sehr hohe Aktivität verursacht an der Peripherie des Energieeinheitenverbandes eine schwingende Widerstandsfeste, eine Abgrenzung, eine gegenständliche Eigenschaft. Wir Menschen bezeichnen diesen Zustand als Materie.

Die Energieeinheiten, die diesen Zustand hervorbringen und aufrechterhalten, werden dadurch nicht materie-artig, sowenig wie die Wassermoleküle, die den Wasserstrahl bilden, dadurch wasserstrahl-artig werden. Das zeigt uns deutlich, dass der Zustand Materie keine Eigenexistenz hat. Das ist gegen unsere bisherige Ansicht.

Die Raumenergieeinheiten sind auch nicht wegen uns Menschen da. Sie existieren in ihrem System.

Der Menschegeist benützt aber dieses System für den Aufbau und für die Betätigung seines Körpers. Dies ist allgemein den Menschen nicht bewusst. Die Energieeinheiten können ohne die Menschen existieren. Dagegen kann der Menschegeist nur durch das System der Energieeinheiten seine Körpereigenschaften und die Möglichkeit der Betätigung erlangen. Die bisher bekannte Atomtheorie kann in dieser Hinsicht nichts aussagen.

Dieser Bericht gibt uns Antwort auf die eingangs gestellten Fragen, lüftet das Geheimnis des Zustandes Materie und gibt uns Einblick in das Wesen der Sonnenenergie.

15. Reto Florin (Chur): Registrierung der Erdgezeiten in Chur

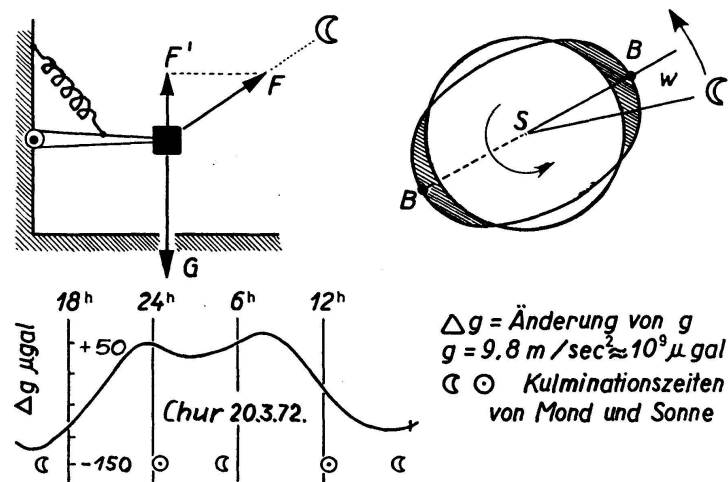
Wirkungen der Gezeiten der festen Erde wurden zum erstenmal in der Schweiz im Frühling 1972 gemessen, und zwar in Graubünden, wo auch – bereits im Jahre 1907 – der erste registrierende Seismograph in unserem Lande aufgestellt worden war. Mit Hilfe eines Geodynamics-Gravimeters,

das Prof. Kuo (Lamont-Doherty Geophysical Observatory) dem Centre International des Marées terrestres geliehen hatte, wurden nämlich in Chur die Änderungen der Fallbeschleunigung g bestimmt. Dr. B. Ducarme, Mitarbeiter von Prof. Melchior am Observatoire Royal de Belgique hat das Instrument am 14. März 1972 in einem Luftschutzkeller des Lehrerseminars aufgestellt und leider schon nach 130 Tagen wieder zurücknehmen müssen. Die Registrierkurve wurde auf dem Rechner IBM 360/44 des Observatoire Royal in Brüssel ausgewertet.

Der Mond und die Sonne rufen in mannigfacher Weise Änderungen der Fallbeschleunigung hervor, z. B. als unmittelbare Wirkung der Gravitationskraft F (Fig.) oder eben, indem sie die rotierende Erde verformen, also Erdgezeiten erzeugen. Die Flutberge B sind, sehr schematisch, höchstens etwa 20 cm hoch und bleiben auf ihrer Wanderung um die Erde um einen Winkel in der Grössenordnung $1'$ hinter der Bewegung des Mondes (und der Sonne) zurück.

Die Registrierkurve (Fig.) des Gravimeters gibt an, wie sich die Fallbeschleunigung mit der Zeit ändert, und wird wie folgt ausgewertet:

1. Die Kurve wird harmonisch analysiert, man bestimmt Amplitude und Phase einer Anzahl von Komponenten, deren Perioden aus den Bewegungen von Erde, Mond und Sonne berechnet werden können: «beobachtete Werte». Die Komponenten heissen etwas unglücklich Partial-«Wellen» und werden nach Darwin mit O_1 , P_1 , K_1 , M_2 , N_2 usw. bezeichnet.



2. Man berechnet Amplitude und Phase, die diese Komponenten hätten, wenn die Erde vollkommen starr wäre: «theoretische Werte».
3. Man bildet für jede Komponente

$$d = \frac{\text{beobachtete Amplitude}}{\text{theoretische Amplitude}}$$

u = beobachtete Phase – theoretische Phase

Die beiden Zahlengruppen geben Auskunft über physikalische Eigenschaften des Erdkörpers und der Kruste im Gebiet der Messung. (Bei vollkommen starrer Erde wäre $d = 1$, bei vollkommen elastischer Erde wäre $u = 0$.)

4. Schliesslich werden verschiedene Erdmodelle durchgerechnet. Jenes ist das «beste», für welches

$$d' = \frac{\text{Modellamplitude}}{\text{theoretische Amplitude}}$$

und u' am besten mit d und u übereinstimmen.

5. Die Unterschiede zwischen den für verschiedene Orte der Erdoberfläche gefundenen Werten von d und u sind ein Mass für die Inhomogenität der Erdkruste.

An einem Ort in unseren Breiten schwankt die Fallbeschleunigung $g = 9,8 \text{ m/s}^2$, das sind rund 10^6 milligal, zwischen Extremwerten hin und her, die sich um nur rund 0,25 mgal unterscheiden. Ihre Änderungen (Fig.) wurden nun in Chur mit einer Genauigkeit von 0,001 mgal gemessen, und es konnten d und u von acht Partialwellen bestimmt werden, zum Teil mit aussergewöhnlich kleinen mittleren Fehlern:

- Welle O_1 (Periode $25^h 49^m$): $d = 1,1652 \pm 0,0028$; $u = 0^\circ,30 \pm 0^\circ,14$
 d stimmt überein mit dem Wert anderer Stationen (Stockholm 1,145; Brüssel 1,164; Genova 1,162 usw.) und spricht für das Erdmodell von Molodensky mit flüssigem Kern und festem Zentralkern, für welches $d' = 1,164$ ist.
 u passt zu den Werten anderer europäischer Stationen, die zwischen rund $-0^\circ,5$ und $+0^\circ,5$ liegen.
- Welle M_2 (Periode $12^h 25^m$): $d = 1,1918 \pm 0,0014$; $u = 2^\circ,11 \pm 0^\circ,07$
Diese Werte lassen die Verformung der Erdkruste durch die ozeanischen Gezeiten erkennen (Stockholm 1,159/ $-2^\circ,46$; Brüssel 1,174/ $1^\circ,48$; Genova 1,172/ $-0,20$).

Als nächstes wäre ein Gravimeter im Engadin oder im Puschlav aufzustellen, und es sollten auch in der Schweiz die zeitlichen Änderungen der Lotabweichungen gemessen werden, etwa mit Horizontalpendeln Verbaandert-Melchior, die mit einer Genauigkeit von $0'',0003$ arbeiten.

Bibliographie

Ducarme, B.: La gravimétrie à l'Observatoire Royal de Belgique (Bruxelles 1970).
Melchior, P.: Physique et dynamique planétaire. 4 volumes (Vander, Louvain 1972).

16. Herbert Lang, Gail Davidson (Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich): Beitrag zum Problem der klimatischen Schneegrenze

Einleitung

Bei der Behandlung der klimatischen Schneegrenze geht es jeweils darum, für einen bestimmten Klimabereich diejenige Höhe über Meer anzugeben, in der im Mittel die Schneedecke bis zum Ende der sommerlichen Schmelzperioden gerade aufgebraucht wird, was besagt, dass oberhalb dieser Höhe die Schneedecke über das ganze Jahr im Mittel andauert. In die Definition wird dann noch allgemein einbezogen, dass es sich um eine durch lokale Einflüsse ungestörte und horizontale Fläche handeln solle [1]. Die für vergleichende Klimastudien sehr erwünschte direkte Bestimmung der heutigen klimatischen Schneegrenze in den Hochgebirgen stösst aber immer wieder auf grosse Schwierigkeiten, da Relief, Wind und Geländeexposition praktisch nie klare Schneegrenzen entstehen lassen. Da die Abnahme der Temperatur mit der Höhe als wichtigster Faktor für das Entstehen von nivalen Höhenstufen angesehen werden kann, wird die Lufttemperatur als praktisch überall verfügbares Klimaelement allgemein zur indirekten Bestimmung der klimatischen Schneegrenze herangezogen. Dies ist besonders deshalb interessant, weil die Temperaturen der Paläoklimate häufig aus heute noch sichtbaren Spuren der damaligen Schneegrenzen abgeleitet werden unter der Annahme, dass der mittlere Jahreswert der Lufttemperatur die mittlere Höhe der klimatischen Schneegrenze genügend genau bestimme. Eine eingehende Behandlung der Bedeutung der einzelnen Klimafaktoren und Wärmehaushaltsgrössen für die Schneedeckendauer kann im Rahmen dieser kurzen Mitteilung nicht erfolgen (s. [7, 8]). Hier soll neben der Lufttemperatur nur noch der Niederschlag berücksichtigt werden, damit in der Analyse je ein Mass für die Schneeakkumulation und für die Ablation einbezogen ist.

In einer von H. Escher (1970) veröffentlichten Studie erweist sich der Einfluss des Niederschlages auf die Zahl der Tage mit Schneedecke und damit auf die Schneegrenze im Vergleich zum Temperatureinfluss in den Schweizer Alpen als vernachlässigbar klein. Dieses den physikalischen Vorgängen widersprechende Resultat erklärt sich aus der in diesem Falle nicht sinnvollen Behandlung des Datenmaterials, Stationen aus ganz verschiedenen Höhenbereichen in einer Stichprobe für eine Regressionsanalyse zusammenzufassen. Da der Niederschlag im Gegensatz zur Temperatur eine sehr unsichere Funktion der Meereshöhe ist, stellte sich sein Einfluss auf die Schneedeckendauer bei dieser Arbeit als insignifikant heraus.

Um den «wahren» Einfluss von Temperatur und Niederschlag kennenzulernen, wurde deshalb in einer eigenen Studie versucht, Beobachtungsstationen in etwa derselben Meereshöhe jeweils in einer Stichprobe zusammenzufassen für eine Regression auf die Anzahl der Schneedeckentage. Dabei erwiesen sich Niederschlag und Temperatur als etwa gleich wichtige Einflussgrössen (H. Lang und G. Davidson).

Die in dieser Untersuchung höchstgelegene Beobachtungsstation war Weissfluhjoch, 2540 m ü. M., welche als einzige Station in diesem Höhenbereich behandelt wurde. Das Ergebnis der Regressionsanalyse für diese Station dürfte den Verhältnissen in der Nähe der klimatischen Schneegrenze bereits recht nahe kommen und ist im folgenden für Jahresmittelwerte und Jahressummen dargestellt.

Ergebnis der Regressionsanalyse

Beispiel: Weissfluhjoch 2540 m ü. M. – Periode 1949–1971

S = Tage mit Schneedecke, Jahressumme

T = Lufttemperatur, Jahresmittel °C

N = Niederschlag, Jahressumme mm

r, R = einfacher und multipler Korrelationskoeffizient

$r_{S \cdot T}, r_{S \cdot N}$ = partielle Korrelationskoeffizienten

$$S = 242,14 - 17,48 T \quad r = -0,75 \quad (1)$$

$$S = 206,44 + 0,065 N \quad r = 0,73 \quad (2)$$

$$S = 192,80 - 13,70 T + 0,049 N \quad R = 0,92 \quad (3)$$

$$r_{S \cdot T} = -0,82$$

$$r_{S \cdot N} = 0,80$$

Die für beide Klimaelemente fast gleichen einfachen und partiellen Korrelationskoeffizienten zeigen sehr deutlich, dass die Temperatur als einzige Einflussgrösse den Niederschlagseinfluss nicht genügend miteinbeziehen kann und zur Bestimmung der klimatischen Schneegrenze beide Faktoren berücksichtigt werden sollten.

Die einfache Umrechnung der in den Gleichungen angegebenen Regressionskoeffizienten auf Einheitsgrössen erlaubt die Angabe von in bezug auf die Schneedeckendauer äquivalenten Werten der Temperatur und des Niederschlages.

So ergibt sich aus Gl. (1), dass eine Änderung der Jahresmitteltemperatur $\Delta T = \pm 1^\circ\text{C}$ eine Änderung der Schneedeckendauer von $\Delta S = \mp 17$ Tagen bewirkt, und nach Gl. (2) bewirken $\Delta N = \pm 100$ mm im Jahresniederschlag ein $\Delta S = \pm 7$ Tage, dagegen lauten die entsprechenden Werte nach Gl. (3) $\Delta S = \mp 14$ Tage pro $\Delta T = 1^\circ\text{C}$ bzw. $\Delta S = \pm 5$ Tage pro $\Delta N = 100$ mm.

Interessant ist auch die Angabe, dass ein $\Delta T = -0,37^\circ\text{C}$ nach Gl. (1) und (2) bzw. $\Delta T = -0,36^\circ\text{C}$ nach Gl. (3) in bezug auf die Schneedecke einem $\Delta N = 100$ mm «äquivalent» ist.

Pro 100 m Höhenzunahme ergibt sich bei einem mittleren Temperaturgradienten von $0,6^\circ\text{C}$ pro 100 m aus diesen Werten, dass die Andauer der Schneedecke um 10 Tage nach Gl. (1) bzw. um 8 Tage nach Gl. (3) wächst; dies steht in guter Übereinstimmung mit der von V. Conrad und von W. Mörikofer beobachteten mittleren Zunahme der Schneedeckendauer mit der Höhe.

Bei der Verwendung von Gl. (3) für eine Extrapolation auf $S = 365$

Tage, der Bedingung der klimatischen Schneegrenze, dürfte die Hauptschwierigkeit darin liegen, vernünftige Werte über die Zunahme des Niederschlages mit der Höhe für einzelne Gebiete zu finden. Ausserdem müsste noch versucht werden, bessere Durchschnittswerte aus mehreren Stationen in grösserer Höhe im Alpenraum für die Regressionskoeffizienten und für die Konstante zu finden, um eine für einen grösseren Bereich anwendbare Beziehung zu erhalten.

Literatur

1. UNESCO, IASH, WMO: Seasonal snow cover. Technical Papers in Hydrology. A contribution to the International Hydrological Decade. No. 2 (1970).
2. Conrad, V.: Die Schneedeckenzeit, ihr Anfangs- und Enddatum in den Ostalpen. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 43: 225 (1934).
3. Escher, H.: Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze in den Schweizer Alpen. Geographica Helvetica 25, 1: 25–43 (1970).
4. Lang, H. / Davidson, G.: Manuskript in Vorbereitung (1973).
5. Mörikofer, W.: The dependence on altitude of the snow cover in the Alps. IUGG General Assembly Oslo 1948. IASH Publ. No. 30/II: 161–170.
6. Winterberichte des Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos 1949–1971.
7. Ambach, W. / Hoinkes, H.: The heatbalance of an Alpine snowfield. IASH Publ. No. 61: 24–36 (1963).
8. Lang, H.: Relations between glacier runoff and meteorological factors. IASH Publ. No. 79: 429–438 (1968).