

Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft =
Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della
Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 124 (1944)

Vereinsnachrichten: Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Autor: [s.n.]

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 08.06.2025

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

3. Sektion für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Sitzung der Schweizerischen Gesellschaft für Geophysik, Meteorologie und Astronomie

Samstag und Sonntag, 2. und 3. September 1944

Präsident : Dr. MAX BOUET (Chenau)

Sekretär : J. C. THAMS (Locarno-Monti).

1. F. W. PAUL GÖTZ (Arosa). — *Grösse und Betrag der atmosphärischen Trübungsteilchen.*

Gegenüber den nur bioklimatischen sollten meteorologische Strahlungsmessungen Menge und Verteilung der variablen Luftbestandteile erbringen und werden beispielsweise für die Luftmassenanalyse nur dann fruchtbar werden können. Eine befriedigende Trübungsbestimmung verlangt Art, Grösse und Anzahl der Teilchen. Die Grundlagen hiefür lieferte die schon 1922 zunächst empirisch in Arosa gefundene « anomale Extinktion », die sich später als Folgerung der Mie'schen strengen Theorie der Lichtzerstreuung an kleinen Partikeln erwies. Die ersten solchen Bestimmungen von Dunstpartikeln (Met. Zs. 1934, S. 472) werden nun an grösserem, geeignetem Strahlungsmaterial der Literatur weitergeführt. In vielen Fällen überlagert sich noch der Dunstextinktion D die ganz anders, bei grösseren Teilchen wellenlängenunabhängig verlaufende Staubextinktion St (A. N. 255, 63, 1935); gerade dadurch wird die A. Ångströmsche Näherungsformel des Extinktionskoeffizienten $\beta \cdot \lambda^{-1.3}$ überhaupt erst für ein grösseres Intervall von Wellenlängen λ den Beobachtungen gerecht, bei einseitigem Überwiegen des Staubs (Saharastaub) versagt sie. Wir überlagern nun als Grundlage zur Analyse die Extinktionskurven für verschiedenen verhältnismässigen Anteil D und St ganz allgemein und auch für kleine Staubteilchen.

Die Radien ϱ der Dunstteilchen haben ein ausgesprochenes, mindestens effektives Häufigkeitsmaximum bei $\varrho_D = 0,28 \mu$ bei schwachem bis über $\varrho_D = 0,4 \mu$ bei starkem Dunst, womit die Grundlage gegeben ist für eine Theorie der Dunstatmosphäre. Die Teilchenzahl in vertikaler Erstreckung der gesamten Atmosphäre ist über dem Mt. Wilson je nach Dampfdruck e etwa $\mathfrak{N}_D = \frac{1}{4} \cdot e^{\frac{3}{2}} \times 10^8$ Teilchen/cm². In bodennahen Schichten ist $\mathfrak{N}_D$ von der Grössenordnung 100/cm³. Besonderes Inter-

esse bietet die grosse Vulkantrübung des Katmai ab Juni 1912. Für Mt. Wilson, Algier und Schweden ergeben Juli und August 1912 überraschend identische Ergebnisse: Nicht nur sind auch die nun etwas grösseren Dunstpartikel mit $N_D = 7 \times 10^6$ viel reichlicher, vor allem ist die Zahl der Staubpartikel $N_{St} \sim 25 \times 10^6$ bei einem Radius von nur $0,22 \mu$; ja im Extremfall des 14. Juli 1912 ergibt sich aus Lindholms Upsala-Messungen sogar $N_{St} = 135 \times 10^6$ bei $\rho_{St} = 0,17 \mu$. Der weit verfrachtete Vulkanstaub ist also noch wesentlich feiner als $\rho = 0,45 \mu$, wie es Dorno entsprechend dem Bishopring angibt; im übrigen sind bislang ja alle solche Ringerscheinungen auf Grund gewöhnlicher Beugung und nicht der auch den Brechungsexponenten berücksichtigenden strengen Theorie gedeutet, wofür schon weitgehende Vorarbeit durch die H. Blumerschen Berechnungen der Zerstreuungsfunktion geleistet ist. — Auf gelegentliche, eventuell auf Kondensationskerne hinführende Irregularitäten mancher Extinktionskurven kann erst in der ausführlichen Mitteilung eingegangen werden.

2. GUSTAV SWOBODA (Lausanne). — *Schlagschatten von Wolken und auf Wolken.*

Schlagschattenerscheinungen von Wolken können ausser durch besondere optische Phänomene, falls solche in ihrer Begleitung auftreten (Glorien, Irisieren und andere), auch dadurch meteorologisch interessant werden, dass sie gewisse indirekte Schlüsse auf die Verteilung der Wolken im Raum ermöglichen.

Der erste der vorgezeigten Fälle behandelt einen langen, schmalen Schattenstrahl, den ein hinter dem WNW-Horizont stehender, noch von der Sonne beleuchteter *Cb* in den hellen, heiteren Dämmerungshimmel über Lausanne warf (6. 7. 1944, 20.45—20.55 M. E. Z.). Der Schattenstrahl verlief — zum Unterschied von zwei anderen von J. Lugeon¹ beschriebenen Fällen — nicht in Zenitnähe, sondern über den SW-Teil des Horizonts, bis zu einer Maximalhöhe von 8° ; er dauerte auch länger und trat später auf, 16—26 Min. nach Sonnenuntergang. Er wurde photographiert. Berechnungen unter Berücksichtigung der Refraktion ergeben bei Voraussetzung einer plausiblen Gipfelhöhe des *Cb* von 6,5 km eine effektive Länge des Schattenstrahls von rund 300 km. Die sehr eindrucksvolle Erscheinung verschwand, als der Erdschatten über Lausanne etwa 12 km Höhe erreicht hatte. Zum selben Zeitpunkt war der *Cb* an seinem vermutlichen Standort, im Gebiet der oberen Seine, theoretisch noch von 1,5 km aufwärts sonnenbeleuchtet.

Im anderen Fall wurde bei winterlichem Westwetter (30. 11. 1943, mittags) in Lausanne, Richtung gegen S, ein mächtiger Schauer-*Cb* photographiert, dessen Gipfel von der Sonne verdeckt war. Um den dunklen Wolkengipfel mit seinem durchleuchteten Saum bildete sich auf hellerem Hintergrund eine Schattenprotuberanz mit allen Details der *Cb*-Kontur, in leichter Verzerrung. In Analogie mit einem von E. Gyger

¹ Met. Z. 1937 (54) 24.

(Adelboden) aufgenommenen Schlagschattenwurf des Matterhorns auf eine tiefere *Sc-vesp.*-Schichte und unter Beibringung entsprechender Schemata wurde gezeigt, dass die vorerwähnte Schattenprotuberanz um den *Cb*-Gipfel das Vorhandensein einer an sich unsichtbaren *St*-Schichte aufdeckt, welche der *Cb*-Gipfel durchstossen hatte.

Zu ähnlichen Erscheinungen, wenn auch nur selten so charakteristisch wie in den genannten Fällen, kommt es verhältnismässig häufig; ihre diagnostische und eventuell prognostische Bedeutung ist offenkundig, namentlich dann und dort, wo synoptisches und aerologisches Material nicht oder in nur unzureichendem Ausmass vorliegt.

3. KARL FREY (Olten). — *Zur Entwicklung des Föhns.*

Die Verarbeitung der Wetterbeobachtungen von schweizerischen Berg- und Talstationen aus den Jahren 1938 und 1939 sowie einige Spezialuntersuchungen, die im Jahre 1942 im Frutt- und Pilatusgebiet durchgeführt wurden, haben zu einer neuen Ansicht über die Entwicklung des Föhns geführt, die nachfolgend dargelegt ist. Besonderes Gewicht wurde bei den Untersuchungen auf die räumliche Verteilung der meteorologischen Elemente beidseits der Alpen bei den typischen Föhnlagen gelegt, indem die Temperaturverteilung entlang des Profils Lugano-Airolo-Gotthard-Göschenen-Altdorf mit den Temperaturwerten auf den Bergstationen Monte Generoso, Rigi, Rochers-de-Naye, Pilatus, Säntis und Jungfrauoch vergleichend diskutiert wurde.

Die für einen Fallwind typische Eigenschaft des überadiabatischen Temperaturgradienten, der durch eine Abnahme der potentiellen Temperatur entlang des Geländeprofiles mit der Höhe charakterisiert wird, ist bei Süd- und Nordföhn auf der Leeseite in den meisten Fällen vorhanden. Auf der Luvseite sind dagegen, vor allem bei Südföhn, nicht angenähert adiabatische Temperaturverhältnisse anzutreffen, da die äquivalent-potentielle Temperatur erheblich mit der Höhe zunimmt. Da die Winde bei Südföhn in der Niederung auf der Alpensüdseite zudem vorwiegend aus Sektor Nord wehen, wird hier ein Luvwirbel angenommen, wie einen solchen bereits Wenger und Lammert in ihren Arbeiten erwähnt haben.

Ein wesentlicher Teil der Föhnliteratur befasst sich mit der Frage: « Warum steigt der warme leichte Föhn in die Täler hinunter und verdrängt die dichtere Kaltluft, die in der Niederung liegt? »

Nach der Luftverdünnungstheorie von *Wild* im Jahre 1868 vertrat *Billwiler* 10 Jahre später die Auffassung, dass die Föhnwinde unter dem ansaugenden Einfluss der durchziehenden Depressionen entstehen. Die Innsbrucker Föhnstudien veranlassten *Ficker* zu gewissen Änderungen der Theorie *Billwille*, die den früheren Beginn des Föhns im Hintergrund des Tales nicht erklären konnte. *Ficker* nimmt an, dass ein primäres Abfliessen der Kaltluftschicht in der Niederung stattfindet und dass die Warmluft in der Höhe gezwungen sei, dieser Absetzbewegung der Kaltluft zu folgen. In Anlehnung an die Auffassung *Wilds*

hat später *Streiff-Becker* die Injektortheorie aufgestellt und vertritt die Ansicht, dass die primär einsetzenden Höhenwinde auf der Lee-seite ein Vakuum bewirken, in das diese infolge eigener Schwere einbrechen. Weiter unten finde dann ein Wiederanstieg an der trägen Kaltluftschicht der Niederung oder eine Ausräumung derselben statt.

Meine weiteren Untersuchungen, die sich zum Teil ebenfalls mit der angedeuteten Fragestellung befassen, werden nun in vier Entwicklungsstadien des Föhns kurz zusammengefasst, von denen das 2. Stadium in Abb. 1 schematisch dargestellt ist.

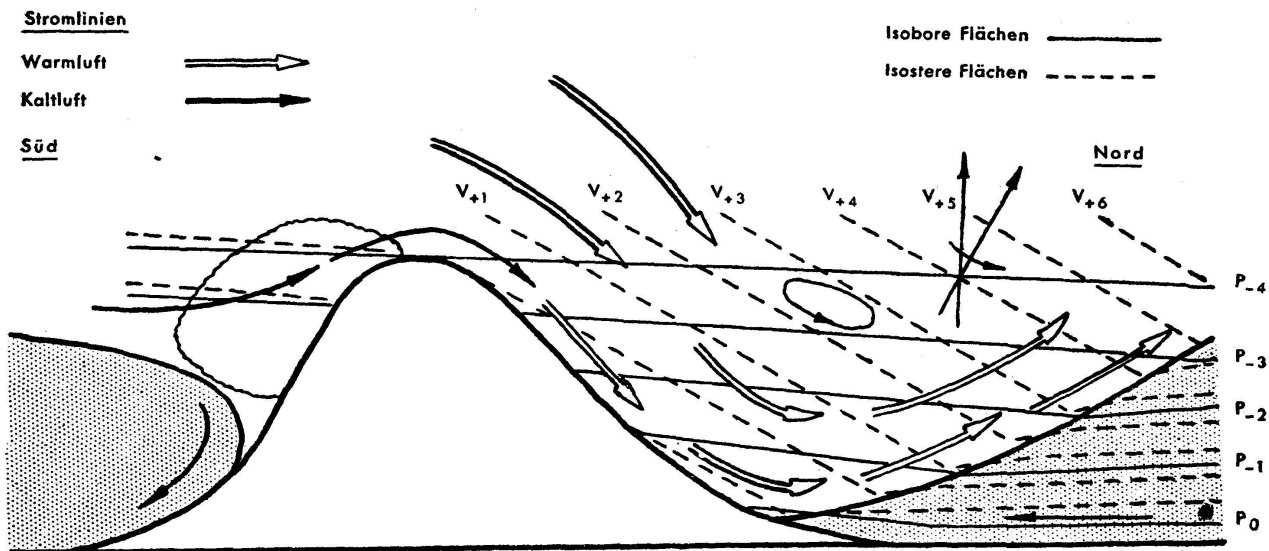


Abbildung 1

Ausbildung eines Solenoidfeldes, das der Föhnströmung die kinetische Energie zur Ausräumung der Bodenkaltluftschicht verschafft

1. Stadium. Auf der Rückseite einer Störung, bei noch bestehender Staulage, setzt in der Höhe ein antizyklonales Absinken der Luftmassen ein. Damit erfolgt in der Höhe eine Erwärmung und eine Abnahme der Feuchtigkeit. Da die Höhen des nördlichen Alpenvorlandes absinkende Luftmassen erhalten, die aus grösserer Höhe stammen und deshalb potentiell wärmer sind, so ist die Temperaturerhöhung hier grösser als auf dem Alpenkamm. Auf der Alpensüdseite findet gleichzeitig noch ein Temperaturfall statt. Das antizyklonale Abgleiten der Luftmassen kann am Nordhang der Alpen als Südwind bereits festgestellt werden, wenn auf dem Alpenkamm gleichzeitig noch nördliche Winde wehen.

2. Stadium. Die Temperaturänderungen entgegengesetzten Vorzeichens beidseits der Alpen, verbunden mit dem Druckfallgebiet einer heranziehenden Warmfront, führen allmählich zur Ausbildung einer Föhnlage. Das isobare Temperaturgefälle zwischen den Höhen des nördlichen Alpenvorlandes und dem Alpenkamm, das durch die virtuell-

potentielle Temperatur charakterisiert wird, verstärkt sich und erreicht im Mittel 7° , in extremen Fällen aber über 10° . Diesem Temperaturunterschied entspricht in 2000 m. ü. M. ein Dichteunterschied der Luftmassen von $30\text{--}40\text{ g/m}^3$. Die dichteste Luft befindet sich damit über dem Alpenkamm. Durch diese räumliche Druck- und Dichteverteilung schneiden sich die isobaren und isosteren Flächen, womit ein Solenoidfeld entsteht, das eine absinkende Komponente der südlichen Kaltluftströmung zur Folge hat, wie aus Abbildung 1 hervorgeht.

Aus der Formel für die Zirkulationsbeschleunigung nach Bjerknes errechnet sich auf Grund des vorliegenden baroklinen Feldes schon nach kurzer Zeit eine grosse Zirkulation mit einer grossen Geschwindigkeit längs einer Kurve, die den Vertikalschnitt des Solenoidfeldes begrenzt. Die grosse kinetische Energie des Föhns kann nicht allein durch die Grösse des Druckgradienten erklärt werden, sondern ist offenbar, wie die berechneten Werte zeigen, im wesentlichen eine Folge des gut entwickelten Solenoidfeldes nordwärts der Alpen. Ein grosser Teil der kinetischen Energie der Föhnströmung dient jedenfalls zur Wegschaffung der Bodenkaltluftschicht, die allmählich ausgeräumt und in gewissen Fällen auch zum Abfluss gezwungen wird. Wenn die Energie der absinkenden Föhnströmung nicht ausreicht, um die Kaltluft vollständig wegzuräumen, so gleitet sie über den verbleibenden Kaltluftkeil auf, in dem meist nördliche Winde wehen.

3. *Stadium*. Durch die aus W—NW heranziehenden Kaltluftmassen wird das Solenoidfeld zerstört. Die isobaren Flächen verlaufen in der Kaltluft fast parallel zu den isosteren Flächen, womit das Feld barotrop wird. Das Dichtegefälle zwischen Alpenkamm und Alpenvorland wird allmählich ausgeglichen und der Föhn von unten nach oben zum Erlöschen gebracht.

4. *Stadium*. Während auf der Alpennordseite der Luftdruck durch die hereinbrechenden kälteren Luftmassen steigt, setzt sich auf der Alpensüdseite der stratosphärische Druckfall ungestört bis in die Niederung fort. Nordwärts der Alpen stellt sich damit eine Staulage ein, und die Winde drehen auf Sektor Nord. Durch das Absinken potentiell wärmerer Luft bildet sich auf der Südseite der Alpen wiederum ein Solenoidfeld, das die Nordföhnströmung zum Hinuntersteigen in die Täler zwingt. Die Kaltluft dringt unter adiabatischer Erwärmung in das südliche Alpenvorland ein, wo sie in den meisten Fällen eine Erwärmung bewirkt, die nur wenig kleiner ist als die entsprechende Temperaturerhöhung, die bei Südföhn in Altdorf eintrat. Auf der Alpennordseite besteht in der Höhe kein oder nur ein schwaches Dichtegefälle der Luftmassen vom Alpenvorland zum Alpenkamm.

Aus der räumlichen Dichteverteilung der Luftmassen und deren Änderung ergeben sich prognostische Regeln, die gestatten, die Ausbildung, Verstärkung oder Abschwächung einer Südföhn- bzw. Nordföhnlage mit grosser Wahrscheinlichkeit vorauszusehen.

Abschliessend wird festgestellt: Die Föhntheorie Fickers bietet keine ausreichende Erklärung für das oft plötzliche und stürmische

Einsetzen des Föhns sowie für die grosse kinetische Energie desselben. Auch das Eintreten der Föhnpausen und die meist nördlichen Winde, die vor dem Durchbruch des Föhns oft festzustellen sind, stehen nicht in vollem Einklang mit den Anschauungen Fickers. — Die Theorie Streiff-Beckers vermag die Erscheinungen, wie sie im Tale, an der Grenzfläche zwischen der vordringenden Föhnströmung und der Kaltluft auftreten, befriedigend zu erklären. Die Voraussetzung aber, dass dem Niedersteigen des Föhns ein mässiger Südwind in der Höhe vorausgehe, trifft für das Föhngebiet des Gotthards nicht zu. Ausserdem wird der wesentliche Punkt der Theorie Streiffs, nämlich, dass der Höhenwind in das von ihm selbst erzeugte Vakuum stürzt, als physikalisch nicht einwandfrei betrachtet.

Nach unseren Untersuchungen kann zwischen Süd- und Nordföhn kein grundsätzlicher Unterschied festgestellt werden. Die adiabatischen Verhältnisse sowie die entsprechenden Temperaturänderungen in der Niederung beidseits der Alpen sind bei Süd- und Nordföhn im wesentlichen die gleichen. Auf der Luvseite ist das Feld der isobaren und isosteren Flächen barotrop. Auf der Leeseite haben wir dagegen ein deutlich ausgeprägtes baroklines Feld, das als die wesentliche gleichartige Ursache betrachtet wird, die zum Hinuntersteigen beider Föhnarten in die Täler führt. Die Besonderheiten des Föhnverlaufes in verschiedenen Gegenden sind jedenfalls in erster Linie durch die Geländebeschaffenheit und die damit verbundenen Änderungen des Solenoidfeldes bedingt. Die primären Vorgänge, die zur Ausbildung der beiden Föhnarten führen, finden meistens durch die zyklonale Tätigkeit auf der Alpennordseite statt. Bei der Ausbildung einer Südföhnlage ist es die antizyklonale Erwärmung, mit dem präfrontalen Druckfallgebiet einer Warmfront, bei der Ausbildung einer Nordföhnlage dagegen die zyklonale Abkühlung, mit dem postfrontalen Drucksteiggebiet einer Kaltfront, die die wesentlichen Änderungen des Nord-Süd-Gradienten des Luftdruckes veranlassen.

4. JEAN LUGEON (Zürich). — *Comparaison des radiosondages de Payerne avec les observations de montagne.*

La température moyenne de 61 radiosondages de Payerne en 1943 est plus chaude de $+ 0,3^{\circ}$ que le Säntis (2500 m.), de $+ 1,2^{\circ}$ que le Sphinx au Jungfrauoch (3578 m.) et plus froide de $- 0,3^{\circ}$ que le Col du Théodule. Les sondages ont été débarrassés de toute erreur mathématique avant l'intégration des altitudes (voir : Ann. M. Z. A., Zurich, 1942). Les différences de température entre l'atmosphère libre ΔT et les dits sommets à 50 à 200 km. de distance suivent une loi très compliquée, qu'un millier de sondages, au moins, permettra plus tard de préciser. Voici quelques constatations préliminaires. La différence ΔT au Sphinx dépend de la direction et de la vitesse des vents sur ce sommet. La sonde est de $- 0,3^{\circ}$ plus froide par NW, mais toujours plus chaude pour les autres secteurs : $+ 2,1^{\circ}$ par N, $+ 1,8^{\circ}$ par SE.

Quelle que soit la direction, la différence ΔT augmente proportionnellement à la vitesse du vent local jusqu'à $+ 2,7^\circ$, pour 12 m./sec., puis diminue de là jusqu'à $+ 0,8^\circ$, à 20 m./sec. L'explication de ce phénomène antagoniste n'est donc pas à rechercher dans le refroidissement adiabatique seul, le long des versants, mais touche un problème de turbulence et probablement d'humidité. Les différences ΔT extrêmes oscillent entre $- 3,5^\circ$ et $+ 8,5^\circ$ et sont maxima positives dans les subsidences (foehn anticyclonique descendant sur le Plateau) et quand le gradient thermique Sântis—Sphinx observé est superadiabatique ($> 1^\circ/100$ m.), ce qui est fréquent par N. La comparaison de ce gradient et celui de la sonde prouve que le Sphinx indique rarement une température réelle représentative de l'atmosphère libre, contrairement à l'espoir des météorologistes. Les vents ascendants compliquent beaucoup l'étude de la thermique de ce sommet. Par exemple, le courant SE montant le glacier d'Aletsch ne semble pas en diminuer la température, malgré son proche contact avec la glace, tel qu'on le pensait. Le NW modéré fournirait des températures exactes, etc.

5. JEAN LUGEON (Zurich). — *Un nouveau phénomène de réchauffement des thermomètres de radiosondes dans la stratosphère : le traînage thermique.*

Dans les « Annales M. Z. A. », Zurich, 1942, j'ai donné une nouvelle formule pour la correction des thermomètres de radiosondes en fonction de leur constante de temps conditionnée par la ventilation, la densité de l'air, l'influence de l'écran parasolaire et le givrage. Or, la température moyenne de 100 ascensions à Payerne, paraît rester trop chaude au delà de 9 à 10 km. d'altitude, malgré ces corrections, ce que révèle, par ailleurs, un phénomène nouveau, inconnu dans la littérature, découvert du fait de sonder avec des ballons indilatables, de papier Cellux. Lorsque ces ballons sont remplis, dans la stratosphère (10 à 13 km.), ils plafonnent souvent 10 à 15 minutes à une altitude constante, ce que prouve la pression. Si la température indiquée par le ballon à son entrée au niveau de plafonnement est par exemple $- 50^\circ$, elle augmente progressivement pendant quelques minutes, souvent d'une quantité considérable (9°) jusqu'à $- 41^\circ$, puis subitement rebaisse, sensiblement dans le même temps que l'élévation, pour atteindre de nouveau $- 50^\circ$. Cet étrange phénomène qui se produit dans un milieu à température constante n'est pas imputable à la radiation solaire, quoique la ventilation tombe à zéro, car le thermomètre reste parfaitement abrité dans son grand écran circulaire, sans action thermique aucune sur la radiosonde. L'apport des calories au bimétal, par l'équipage qui le supporte resté plus chaud, vu sa plus grande inertie thermique, est semble-t-il suffisant pour expliquer le réchauffement. On doit donc penser à une sorte de traînage thermique, phénomène complexe de conduction, rayonnement et conductibilité de l'air aux

faibles pressions, qui pourrait remettre en question tout le problème de l'exactitude des sondages de la stratosphère, et faire douter de l'existence de l'inversion de Jaumotte. Une autre note décrira l'étude au laboratoire que nous faisons de ce phénomène avec P. Ackermann, au Poste Aérologique de Payerne. Ann. M. Z. A. 1943, Zurich 1944.

6. ALFRED KREIS (Chur). — *Seismische Sondierungen auf dem Morteratschgletscher.*

Nach mehrjähriger, durch den Weltkrieg bedingter Unterbrechung war es der Gletscherkommission der S. N. G. im Sommer 1943 möglich, in bescheidenem Umfange ihre seismischen Eistiefenbestimmungen wieder aufzunehmen. Wegen des Benzinmangels in unserem Lande kam nur ein Gletscher in Frage, bei welchem der Hin- und Rücktransport der Apparate und Ausrüstung mit der Bahn erfolgen konnte. So wurde der Morteratschgletscher als Untersuchungsobjekt gewählt, der auch in glaziologischer Hinsicht manche interessante Probleme bietet. An den Messungen beteiligten sich W. Jost, A. Kreis und A. Renaud von der Gletscherkommission, A. Süssstrunk vom Institut für Geophysik an der E. T. H. und eine Anzahl Studierender und Maturanden von Bern und Chur. Die Arbeit im Felde dauerte vom 25. Juli bis 7. August (inkl. Transport- und Reisetage).

Von der Station I aus, welche auf dem Moränenschutt ca. 150 m unterhalb des Gletscherendes eingerichtet wurde, konnte nach der Refraktionsmethode die Mächtigkeit der fluvioglazialen Ablagerungen vor dem Gletscher zu ca. 10 m bestimmt werden (am Unteraargletscher wurden seinerzeit ca. 40 m gemessen). Die Geschwindigkeit der P-Welle in dieser Schuttmasse beträgt 1600 m/Sek., im Felsuntergrund 4300 m/Sek.

Station II befand sich in der Talmitte auf dem untern Teil der Gletscherzunge, etwa 1 km oberhalb des Gletscherendes. In der Umgebung dieser Station wurden Eistiefen nach der Reflexionsmethode gemessen und Beträge von 70—100 m gefunden. Die Geschwindigkeit der P-Welle im Eis betrug 3650 m/Sek.

Die Station III lag auf dem flachen Teil des Gletschers, ca. 900 m oberhalb der Bovalhütte. Die Erwartung, dass sich hier ein tiefes Felsbecken unter dem Eise befinde, wurde bestätigt. Es wurde etwa 300 m südlich der Station III die grösste Eistiefe von 360 m gefunden. Die knappe Zeit genügte nicht, um die Ausdehnung und Gestalt dieses Beckens genauer abzutasten. Immerhin scheint sicher zu sein, dass sich der Abfluss auf der Seite der Isla Pers befindet, während westlich ein Felsriegel den Eisabfluss staut. Die Laufzeitkurve eines kurzen Profils, das von Station III aus talauswärts geschossen wurde, lieferte nämlich einen Knickpunkt, der darauf schliessen lässt, dass der Fels hier bis in die Nähe der Gletscheroberfläche hinauftaucht.

Neben dem Seismographen wurde versuchsweise auch ein Bodenkymograph zur Aufnahme der Bodenschwingungen verwendet.

7. ERNST WANNER (Zürich). — *Über die Wellenlängeabhängigkeit der Absorption von elastischen Raumwellen.* — Wird an anderer Stelle publiziert.

8. MAXIME DE SAUSSURE (Neuchâtel). — *1. Stellarphotometrie am Newton-Reflektor.*

Als Variante eines früher angegebenen Verfahrens (Bull. astronomique, 2^{me} série, tome IX, fasc. VI, 1934; Ann. Guébbard-Séverine, 16—17, 1940—1941) wird in einem Newton-Reflektor der Fangspiegel ersetzt durch ein Prisma (bei grösseren Feldern eine Glasplatte); die Hypothenusenfläche des Prismas wird halbdurchsichtig versilbert oder aluminisiert, und sie wird auf die vollspiegelnde Fläche eines Planspiegels in sehr geringem Abstand aufgekittet. Dadurch entstehen von jedem Stern durch Hin- und Herspiegelung mehrere Bilder in abnehmendem Intensitätsverhältnis, das empirisch bestimmt wird. Die hellen Bilder schwacher Sterne können dann zwischen den schwachen Bildern heller Sterne interpoliert werden. Gegenüber dem klassischen Objektivgitterverfahren ist diese Methode achromatisch und etwas lichtstärker.

Mit dem Reflektor der neuen Station für physische Astronomie in Pierre à Bot ob Neuenburg wurde die Methode geprüft. Aufnahmen der Plejaden und anderer Sterngruppen wurden gemacht. Je nach Helligkeit zeigen die Sterne ein bis fünf Bilder. Der Helligkeitsunterschied der ersten zwei Bilder ist 1,1 Magnitude; derjenige aller folgenden Bilder ist 1,9 Magnituden.

2. *Mondfinsternisse, aufgenommen in verschiedenen Spektralbereichen.*

Mit dem genannten Reflektor in Pierre à Bot wurden die Mondfinsternisse vom 26. August 1942, 20. Februar und 15. August 1943 durch Farbfilter orange, grün und blau auf panchromatischen Platten photographiert. Verschiedene Blenden vor dem Teleskop ergaben eine Helligkeitsskala.

Die summarischen Ergebnisse sind: im Orangelicht ist der verfinsterte Mond am besten sichtbar; während die einzelnen, mehr äusseren Schattenteile Differenzen von der Ordnung einer Magnitude zeigen, beträgt der Unterschied zwischen den Randpartien des Schattens und dem inneren Halbschatten etwa 6 Magnituden; die Differenz des letzteren gegen das Vollicht beträgt rechnerisch noch 2,5 Magnituden. Im Grün und Blau erreicht der Kontrast zwischen Schatten und Vollicht jeweils 0,5 bis 1,0 Magnitude mehr. Die Zahlen stimmen gut mit Danjon's visuellen Messungen.

Die Schattengrenze erscheint schärfer im Orange als im Blau; offenbar deshalb, weil im Orange die Ozonabsorption der Erdatmosphäre sich stärker auswirkt. Bezüglich theoretischer Berechnung vgl. Dissertation des Verfassers, Basel 1931.

Über beide Mitteilungen erscheinen weitere Angaben in Bull. Soc. Neuchâteloise des sciences nat., Bd. 69, 1944.

9. WILLIAM BRUNNER-HAGGER (Zürich). — *Neue Möglichkeiten für Sonnenfleckprognosen.*

1. Mit R_m sei die grösste, mit r die kleinste ausgeglichene monatliche Wolfsehe Relativzahl der Sonnenflecken bezeichnet. Durch Unterteilung in folgende 5 Fälle wird gezeigt, wie weit allein aus der Grösse R_{m_1} des vorausgehenden und des nachfolgenden Maximums R_{m_2} auf die Höhe des dazwischen liegenden Minimums r_{12} geschlossen werden kann :

	Maxima		Minima	Mittel $\overline{r_{12}}$
a)	$R_{m_1} > 100$	$R_{m_2} > 100$	$10,5 > r_{12} > (6,4 \pm 0,8)$	$\overline{r_{12}} = 9,1 \pm 1,8$
b)	$R_{m_1} > 100$	$R_{m_2} < 100$	$(6,4 \pm 0,8) > r_{12} > 2,2$	$\overline{r_{12}} = 3,5 \pm 1,2$
c)	$100 > R_{m_1} > 70$	$R_{m_2} > 100$	$11,2 > r_{12} > 3,4$	$\overline{r_{12}} = 6,8 \pm 3,4$
d)	$100 > R_{m_1} > 70$	$R_{m_2} < 100$	$8,4 > r_{12} > 2,6$	$\overline{r_{12}} = 5,3 \pm 2,9$
e)	$R_{m_1} < 70$	$R_{m_2} \geq 100$	$1,5 > r_{12} > 0,0$	$\overline{r_{12}} = 0,5 \pm 0,7$

Prognostisch lassen sich die Fälle a), b) und e) verwenden. Für das Minimum 1944 tritt der Fall a) ein. Das kleinste r ist bis jetzt 7,8. Es ist somit für das Minimum 1944 : $7,8 > r_{12} > (6,4 \pm 0,8)$ zu erwarten.

2. Auf Grund der Neubildungs- und Entwicklungsgesetze von Flecken- und Fackelkomplexen und der dazugehörigen chromosphärischen Erscheinungen lassen sich Voraussagen machen über die Art des Erscheinungsablaufs sowie über Ort und Zeitpunkt von Neubildungen von Flecken, Fackeln und Protuberanzen. Prognostisch von Wichtigkeit ist das Gesetz der Erhaltungstendenz der Sonnenaktivität über lange Zeiträume (bis mehrere Jahre) längs gewissen Störungsmeridianen und die Regel vom Aktivieren alter Herde durch das Darüberhinwegstreichen von Fackelherden. Weiter lassen sich in vielen Fällen die grössten Fleckenherde durch Vorausrechnen der « Kreuzungsstellen » zweier divergierenden oder ungleich rasch rotierenden Fackelherde erwarten. Die meisten dieser Bedingungen sind nicht allein hinreichend. Es haftet deshalb der Voraussage ein Wahrscheinlichkeitscharakter an.

Beispiele zweier Prognosen: 1. Am 9. Juni 1944 wurden vom 25. Juni an Fleckenneubildungen bei den bevorzugten Längen 78° , 95° und eventuell 103° erwartet. Die Neubildung eines Sonnenflecks bei $94,5^\circ$ Länge am 2. Juli zeigt, wie sich der Ort in Länge genauer voraussagen lässt als der Zeitpunkt des Eintreffens. 2. Am 5. Juli 1944 wurden für die laufende Rotation Neubildungen bei 309° und 331° erwartet, und bei Nichteintreffen der Prognose wurden sie für die folgende Rotation bei 309° vorausgesagt. Am 16. Juli ist mit einer Längendifferenz von $+5^\circ$ bei 314° und in der folgenden Rotation mit einer Differenz von -2° bei 307° ein Sonnenfleck eingetroffen.

10. FLAVIO AMBROSETTI (Locarno-Monti). — *Luftelektrische Messungen in Locarno-Monti.*

Von 1939 bis 1943 wurden zahlreiche Messungen der Anzahl der positiven und negativen Gross- und Mittelionen (Beweglichkeit kleiner als $1 \text{ cm}^2/\text{sec Volt}$) und der Kleinionen (Beweglichkeit grösser als $1 \text{ cm}^2/\text{sec Volt}$) mit dem Apparat Israël-Weger durchgeführt. Von Anfang 1941 an wurde auch die Bestimmung der positiven und negativen elektrischen Leitfähigkeit der Luft hinzugefügt. Wegen Abwesenheit des Verfassers (Militärdienst) weist die Messreihe Lücken auf.

Ziel der Messungen war die Untersuchung des jährlichen und täglichen Ganges der Anzahl Ionen und der elektrischen Leitfähigkeit der Luft sowie ihre Beziehungen zu den verschiedenen meteorologischen Elementen.

Es ergab sich, dass die Anzahl der Kleinionen und die elektrische Leitfähigkeit einen gleichen Verlauf zeigen, der entgegengesetzt dem der Gross- und Mittelionen ist. Die Grössen weisen beträchtliche Schwankungen auf. Die positiven und negativen Gross- und Mittelionen variieren in ihrer Anzahl zwischen Werten von wenigen Hunderten bis zu mehr als 20 000 pro cm^3 . Etwa $\frac{3}{4}$ der Werte liegen aber im Intervall 1000—4000. Weniger als 2% der Bestimmungen ergaben Resultate, die 10 000 überschreiten. Die Kleinionen schwanken zwischen 0 und etwa 1300, ungefähr 70% liegen zwischen 200 und 600, 2% sind grösser als 1000. Die elektrische Leitfähigkeit nimmt für jedes Vorzeichen Werte an, die zwischen 0 und etwas mehr als $300 \cdot 10^{-6} \text{ e. s. e.}$ liegen. Mehr als $\frac{3}{4}$ der Werte sind im Intervall $40\text{—}140 \cdot 10^{-6} \text{ e. s. e.}$, ungefähr 1% sind grösser als $200 \cdot 10^{-6} \text{ e. s. e.}$

Der jährliche Gang der luftelektrischen Grössen ist charakteristisch: Gross- und Mittelionen haben ein klares Maximum im Winter und ein Minimum im Sommer. Den gegensätzlichen Verlauf zeigen Kleinionen und Leitfähigkeit.

Der tägliche Gang der Gross- und Mittelionen zeigt ein Maximum am Vormittag; es ist besonders ausgeprägt in den Wintermonaten gegen 10 Uhr und 11 Uhr, in den Sommermonaten gegen 8 Uhr. Ein Minimum tritt in den ersten Stunden des Nachmittags auf; im allgemeinen ist es aber weniger deutlich als das Vormittagsmaximum.

Die Kleinionen zeigen Maximalwerte am Vormittag von Oktober bis März zwischen 7 Uhr und 8 Uhr, im April und Mai eine Stunde später, von Juni bis September eher zwischen 11 und 12 Uhr, am Nachmittag von Oktober bis Mai meist zwischen 14 und 16 Uhr, vom Juni bis September eine oder zwei Stunden später. Ein Minimum tritt im Januar und Dezember von 11 bis 12 Uhr, im November, Februar und März eine Stunde vorher auf; für die anderen Monate ist die Lage des Minimums nicht eindeutig. Die Extremwerte der elektrischen Leitfähigkeit der Luft kommen ungefähr zur gleichen Zeit vor wie jene der Kleinionen.

Über den Vergleich der luftelektrischen Grössen mit den meteorologischen Elementen ist folgendes festzustellen:

Die Zunahme des Dunstes, d. h. die Verschlechterung der Sicht und die Zunahme der relativen Feuchtigkeit der Luft verursachen eine Steigerung der Anzahl der Gross- und Mittelionen, dagegen eine Verminderung der Kleinionen und der elektrischen Leitfähigkeit. Der Unterschied ist besonders ausgeprägt bei Extremfällen (kein Dunst und starker Dunst, trockene und feuchte Luft). Im allgemeinen nimmt mit der Zunahme des Luftdruckgradienten zwischen der Nord- und Südseite der Alpen und mit der Windstärke die Anzahl der Gross- und Mittelionen ab, im Gegensatz dazu nehmen Kleinionen und Leitvermögen zu. Bei starker Bewölkung sind die Gross- und Mittelionen meist zahlreicher als bei leichter Bewölkung. Kleinionen und Leitfähigkeit zeigen ein gegensätzliches Verhalten, wenig eindeutig sind die Verhältnisse bei mittlerer Bewölkungsmenge. Im allgemeinen ist die Anzahl der Gross- und Mittelionen bei Druckfall grösser als bei Druckanstieg, hingegen nicht für die Kleinionen und die Leitfähigkeit. Wegen der Gefahr für die Isolation der Apparatur wurde bei Niederschlag sehr selten gemessen. In einigen Fällen zeigte sich eine ausgesprochene Unipolarität. Manchmal erreichen nach dem Regen Kleinionen und Leitfähigkeit ihre tiefsten Werte in der Nähe von 0 oder sogar gleich 0.

Sehr auffallend ist das Verhalten der luftelektrischen Grössen bei Nordföhn: Gross- und Mittelionen nehmen im allgemeinen bedeutend ab und erreichen ihre tiefsten Werte (manchmal nur einige 100), dagegen nehmen Kleinionen und Leitfähigkeit zu und erreichen ihre höchsten Werte (manchmal überschreiten die ersten 1000 und die zweite $200 \cdot 10^{-6}$ e. s. e.). Es treten auch einige Ausnahmen auf; besonders treffen wir sie bei Kleinionen, welche keine Zunahme oder eine positive bzw. negative Unipolarität zeigen können. Meist fehlen die entsprechenden Bestimmungen der Leitfähigkeit, da die erwähnten Fälle aus den Jahren 1939 und 1940 stammen.

11. ROBERT HAEFELI (Zürich). — *Beobachtungen im Firngebiet des grossen Aletschgletschers.*

Dank der finanziellen Unterstützung durch die Schweiz. Schnee- und Lawinenforschungskommission, durch den S. A. C. (Duddley-Wolf-Stiftung) und die Schweiz. Gletscherkommission der S. N. G., die Versuchsanstalt für Wasserbau an der E. T. H. sowie dank der Gastfreundschaft des hochalpinen Forschungsinstitutes Jungfrauoch konnten seit 1940 im Gebiete des Jungfraufirns regelmässige Beobachtungen vorgenommen werden. Die vom Verfasser, Ing. A. Roch und Ing. P. Kasser ausgeführten Arbeiten dienten in erster Linie dem Studium der Schneebedeckung sowie der hydrologischen und mechanischen Verhältnisse der Firnregion. Für den späteren Ausbau dieser Studien ist es wesentlich, dass es sich um einen Gletscher von bedeutender Mächtigkeit han-

delt, bei dem eine genügende Eisdicke das Vorhandensein hochplastischen Eises in Sohlennähe gewährleistet. Einzelne der vorläufigen Ergebnisse der bisher durchgeführten Messungen, die sich auf den Jungfraufirn und den oberen Teil des Ewigschneefeldes beschränkten, lassen sich wie folgt zusammenfassen:

1. *Um die Bewegungsverhältnisse eines Firngebietes* in grossen Zügen kennen zu lernen, muss dessen « Stoffwechsel » studiert werden. Der in Form von Niederschlag und Kondensation aufgenommenen Nahrung steht der Substanzverlust infolge Verdunstung, Eis- und Wasserabfluss gegenüber. Je nachdem, ob die jährliche Bilanz dieser Grössen positiv, null oder negativ ist, hat man es mit einem wachsenden, stationären oder schwindenden Firn zu tun. Ausschlaggebend für die Beurteilung dieser Faktoren ist der am Ende des hydrologischen Jahres, d. h. zum Zeitpunkt der maximalen Ausaperung gemessene Firnzuwachs¹. Derselbe wurde in üblicher Weise mit Hilfe von Pegeln gemessen, deren 0-Punkte mit der zu Beginn des hydrologischen Jahres festgestellten Firnoberfläche (Sommerschmutzschicht) übereinstimmt. Dank der Mithilfe des Lawinendienstes der Armee konnten die Pegelablesungen im hydrologischen Jahr 1943/1944 monatlich erfolgen. Um den Wasserwert des Firnzuwachses zu bestimmen, wurde dessen Raumgewicht ermittelt. Zur Erleichterung dieser Operation diente ein speziell konstruierter Firnbohrer, der die rasche Entnahme « ungestörter » zylindrischer Firnproben bis in genügende Tiefe gestattet. Der grösste, auf 3440 m anfangs September 1943 gemessene Firnzuwachs betrug 6,10 m, der bei einem mittleren Raumgewicht von 565 kg/m³ einem Wasserwert von 3,44 m entspricht. Im selben, zirka 350 m östlich des Sphinxgipfels gelegenen Punkte wurde die maximale Höhe der winterlichen Schneedecke 1943/1944 Mitte Juli zu 7,40 m festgestellt.

2. Die Messung der Kriechbewegung *oberhalb des Bergschrundes* in einem zirka 15 m langen, horizontalen Eisstollen ergab ein Kriechprofil, das grundsätzlich demjenigen der winterlichen Schneedecke ähnlich ist, bei bedeutend kleineren Kriechgeschwindigkeiten. Die aus der Jahresbewegung berechnete Verschiebungsgeschwindigkeit betrug in 1 m Distanz von der Feloberfläche 0,16 mm/Tag, in 11 m Distanz 0,37 mm/Tag.

3. Die Messung der Firnbewegung *unterhalb des Bergschrundes* in mehreren in der Längsachse des Firns sowie in zwei Querprofilen angeordneten Punkten erfolgte trigonometrisch unter Bestimmung der wahren räumlichen Verschiebung dieser Punkte. In der Unterlippe des Bergschrundes wurde die kleinste Geschwindigkeit von zirka 5 cm/Tag, in 2,5 km vom Jungfraujoch die grösste Geschwindigkeit von 56 cm

¹ Streiff-Becker: Beitrag zur Gletscherkunde. Forschungen am Claridenfirn im Kt. Glarus. Denkschriften der Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft, Bd. LXXV, Abb. 2, 1943. Vgl. Jährliche Berichte in der Zeitschrift « Die Alpen » von P. L. Mercanton.

im Tag (April) gemessen. Bemerkenswert sind die starken saisonbedingten Geschwindigkeitsschwankungen sowie der Umstand, dass das jährlich eintretende Geschwindigkeitsmaximum im Zeitpunkt der grössten Firnmächtigkeit (Februar) beobachtet wurde, während die maximale Schneebedeckung des Firns erst viel später eintritt (Juli). *In einem zirka 500 m vom Jungfraujoch entfernten Punkte war die Wintergeschwindigkeit ungefähr doppelt so gross wie die Sommergeschwindigkeit*, wobei es sich jedoch um eine Einzelmessung handelt, die der späteren Kontrolle bedarf. In Anbetracht dessen, dass die Zähigkeit des Eises mit zunehmendem Druck rasch kleiner wird, liegt die Vermutung nahe, dass die Geschwindigkeitserhöhung im Winter in erster Linie auf den vermehrten Vertikaldruck infolge grösserer Firnmächtigkeit zurückzuführen ist. Inwieweit die Temperaturverhältnisse und der Wärmestrom der Erde die jährlichen Geschwindigkeitsschwankungen im Firngebiet beeinflussen, ist nicht abgeklärt.

4. Bei der *jährlichen Höhenänderung der Firnoberfläche* ist zu beachten, dass mit der oben allgemein festgestellten Geschwindigkeitsschwankung sich auch die Setzung irgendeiner Firnschicht innerhalb eines Jahres ungleichmässig, d. h. im Winter rascher als im Sommer vollzieht. Die Setzungskurve der Sommerschicht folgt ebenfalls diesem sinusförmigen Jahresrhythmus. Die genauen Höhenänderungen der Firnoberfläche lassen sich darstellen, indem man von der Setzungskurve der Sommerschicht die direkt gemessenen Schneehöhen aufträgt. Der Vergleich der im Sommer 1943 eingemessenen Profile der Firnoberfläche mit der im Jahre 1926 durch die Landestopographie photographisch aufgenommenen Karte vermittelt einen ersten Einblick über den bedeutenden, in den letzten anderthalb Jahrzehnten auch in den hochgelegenen Gebieten erfolgten *Firnschwund*, indem in entsprechenden Punkten des Jungfraufirns ein Absinken der Firnoberfläche um 5—11 m festgestellt wurde.

12. MAX WALDMEIER (Zürich). — *Die Abhängigkeit der ionosphärischen Elektronendichten von der Sonnenaktivität.*

Nachdem es kürzlich gelungen war (Helv. Phys. Acta 17, 168, 1944), aus der Ionisation der E-Schicht Monatsmittelwerte der Intensität der dieselbe erzeugenden kurzwelligen ultravioletten Sonnenstrahlung zu berechnen, mit dem beachtenswerten Ergebnis, dass die Intensitäten dieser Strahlung nicht nur dem 11jährigen Zyklus unterliegen, wie allgemein bekannt war, sondern dass sie sogar in den Monatsmitteln eine sehr hohe Korrelation (überhaupt die höchste unter allen solar-terrestrischen Beziehungen) mit der durch die Sonnenfleckenzahl ausgedrückten Sonnenaktivität aufweisen, wurde nun versucht, die entsprechende Untersuchung für die für die Ausbreitung der Kurzwellen in erster Linie verantwortliche F_2 -Schicht durchzuführen. Da es aber noch nicht gelungen ist, hier die tages- und jahreszeitlichen Variationen zu beherrschen, konnten diese nur eliminiert werden, indem

die Zunahme Δf_2 der Grenzfrequenz zu einer bestimmten Tages- und Jahreszeit von einem Jahr zum folgenden bestimmt wurde. Analog wurden die Variationen ΔR der Monatsmittel der Fleckenrelativzahl gebildet. Es zeigte sich, dass auch die Δf_2 parallel mit ΔR verlaufen, und zwar zu jeder Tagesstunde, wenn auch während den Nachtstunden der Zusammenhang noch etwas enger ist als tags, wie aus den Korrelationskoeffizienten r hervorgeht: $r_{\text{nachts}} = 0.625$, $r_{\text{tags}} = 0.595$. Diese Koeffizienten sind zwar kleiner als diejenigen für die E-Ionisation, aber selbst noch grösser als die Korrelationskoeffizienten der Jahresmittel zwischen R und der erdmagnetischen Aktivität während der absteigenden Phase der Sonnentätigkeit, zu welcher der ganze hier verwendete Zeitraum von Januar 1940 bis Mai 1944 gehört. (Ausführliche Publikation erscheint in Vierteljahrsschrift Naturforschende Gesellschaft Zürich).

13. MAX BIDER (Basel). — *Das Auftreten von Frost in Basel.*

Die Häufigkeit von Frost wird weitgehend durch lokale Faktoren bedingt. Für die folgenden in oder bei Basel gelegenen Stationen: Bernoullianum im Stadttinnern, St. Margarethen (Astronom.-meteorolog. Anstalt) am südlichen Stadtrand und Reinach (nach dreijährigen Beobachtungen) in Muldenlage 4 km südöstlich der Stadt, ergeben sich bezogen auf die Periode 1901—1940 nach Extremthermometern ($< 0,0^\circ$) folgende mittlere Werte :

	Frosttage im Jahre	Mittleres Datum erster Frost	letzter Frost
Bernoullianum .	65 $\pm$ 12,5	5. November $\pm$ 12,4	7. April $\pm$ 10,9
St. Margarethen	88 $\pm$ 13,8	22. Oktober $\pm$ 12,0	23. April $\pm$ 10,1
Reinach . . .	122 —	anfangs Okt. —	anf. Mai —

Der säkulare Gang der Frosthäufigkeit (fortlaufende Dezennienmittel nach Terminbeobachtungen) von 1829—1940 zeigt in den Wintermonaten ein auffallendes Maximum um 1890 mit einem raschen Abfall zu einem Minimum um 1920. Der Kurvenverlauf ist recht genau reziprok zur Wintertemperatur. Die Zahl der Frosttage im Frühling und Herbst zeigen im säkularen Gang wenig ausgeprägte Schwankungen.

Die Frosthäufigkeit für jeden einzelnen Tag des Jahres zeigt für die Perioden 1894—1930 und 1929—1943 eine auffallende Übereinstimmung, wobei die aus dem Temperaturverlauf bekannten Singularitäten sehr deutlich in Erscheinung treten, z. B. die relativen Minima der Frosthäufigkeit Anfang Dezember und Ende Dezember sowie das relative Maximum um den 8. März.

Die 55 Spätfröste (April und Mai) der Jahre 1930—1943 auf St. Margarethen wurden im Hinblick auf ihre Vorhersage nach verschiedenen Methoden untersucht. Die einfachste Regel, dass ein Tau-

punkt von über 0° am Vortag (um $13 \frac{1}{2}$ oder $21 \frac{1}{2}$ Uhr) keinen Frost erwarten lässt, versagte in 33 % aller Fälle. Weiterhin wurde versucht, aus dem Stand des feuchten Thermometers (t_f) vom Vortag die Minimaltemperatur ($t_{\min}$) zu berechnen:

A. Durch Abzug eines konstanten Betrages ($3,5^{\circ}$) von t_f um $21 \frac{1}{2}$ Uhr.

B. Nach der Formel $t_{\min} = t_f - 0,55t - 1,2$ für bedeckten und bewölktem Himmel resp. $t_{\min} = t_f - 0,55t - 1,8$ bei heiterem oder leicht bewölktem Himmel nach Werten um $21 \frac{1}{2}$ Uhr ($t =$ Lufttemperatur).

C. Nach der Formel $t_{\min} = t_f - 0,50t - 2,0$ nach Beobachtungen um $13 \frac{1}{2}$ Uhr des Vortages.

Aus der folgenden Tabelle, in der die durchschnittliche Abweichung der beobachteten von der berechneten Minimaltemperatur sowie die Häufigkeit (in % aller Fälle) des Überschreitens bestimmter Stufenwerte der « Fehler » angeführt sind, ergibt sich, dass die Methode B am besten ist, dass aber auch C noch recht gute Resultate gibt.

	Methode A	Methode B	Methode C
durchschnittliche Abweichung	$\pm 1,3^{\circ}$	$\pm 0,82^{\circ}$	$\pm 0,93^{\circ}$
« Fehler » $> 1^{\circ}$	55 %	29 %	36 %
$> 2^{\circ}$	22 %	7 %	7 %
$> 3^{\circ}$	4 %	0 %	0 %

14. WALTER MÖRIKOFER und GERTRUD PERL (Davos). — Über die Abhängigkeit der Schneeverhältnisse von der Meereshöhe in Graubünden.

Im Hinblick auf die Bedeutung der Kenntnisse über die Schneedeckenverhältnisse für die Klimatologie und für zahlreiche Anwendungsgebiete (Schneeforschung, Hydrologie, Lawinenverbauung, Alpenstrassen, Bergbahnen, Armee, Wintersport) wurde das umfangreiche, offenbar sorgfältige und zuverlässige Material von täglichen Beobachtungen der Schneehöhe an zahlreichen Stationen der Rhätischen Bahn einer systematischen Verarbeitung unterzogen. Speziell zur Erforschung der allgemeinen Gesetzmässigkeiten und der Abhängigkeit von der Meereshöhe wurde das homogene Material der Jahre 1913 bis 1942 von 21 Stationen in den Längsprofilen von Prätigau, Landwassertal, Vorderrheintal, Albulatal und Engadin benützt. Dabei zeigte sich, dass längs eines Tales die Monatsmittelwerte für die Höhe der liegenden Schneedecke proportional der Meereshöhe anwachsen, dass jedoch dieser Gradient der Zunahme mit der Meereshöhe, ebenso wie die Monatsmittel an sich, nicht in allen Tälern gleich ist, sondern in den äusseren Alpentälern bedeutend grösser als in den inneren. Auch nimmt der Gradient vom Dezember bis zum März auf etwa den doppelten

Betrag zu, da gegen den Frühling die Schneehöhe in den mittleren und höheren Lagen noch immer anwächst, während sie dann in den tieferen Tälern bereits wieder abnimmt.

Schneedeckenhöhe

Tal	Winter- mittel in 1500 m	Mittlere Zunahme in cm/100 m				
		Dez.	Jan.	Febr.	März	Winter
Prätigau : Landquart—Laret . .	94	5	7	9	11	8
Landwassertal : Filisur—Wolf- gang—Weissfluhjoch	59	6	7	11	13	9
Albulatal : Filisur—Preda . . .	43	3	4	6	8	5
Engadin : Schuls—St. Moritz . .	42	3	3	4	6	4
Vorderrheintal : Landquart— Disentis	—	3	3	4	5	4

Auf Grund dieser Resultate, die durch eine beträchtliche Anzahl von Zwischenstationen belegt sind, dürfen innerhalb eines Tales die Schneehöhen linear interpoliert und extrapoliert werden. Auch scheinen demnach die lokalen Einflüsse nur gering zu sein. Auch die *mittleren Maxima* der Schneehöhe wachsen in analoger Weise mit der Meereshöhe an, doch sind sie etwa 30 bis 50 % grösser als die entsprechenden Monatsmittel. Mit Hilfe der langen Beobachtungsreihen konnte gezeigt werden, dass auch die *grössten Schneehöhen*, mit denen an den einzelnen Orten gerechnet werden muss, eine systematische Abhängigkeit von dem langjährigen Wintermittelwert aufweisen; daraus ergibt sich die Möglichkeit, auch auf Grund kurzfristiger Beobachtungsreihen diese Höchstwerte abzuschätzen, eine Tatsache, der eine besondere Bedeutung für technische Fragen (z. B. Lawinenverbau) zukommt.

Die *Andauer* einer Schneedecke von mindestens 20 cm Höhe, die naturgemäss auch mit der Meereshöhe anwächst, weist grosse Unterschiede zwischen den einzelnen Tälern auf; so beträgt die Dauer einer Schneedecke von mindestens 20 cm in einer Meereshöhe von 1500 m im Prätigau 160 Tage, im Landwassertal 128, im Albulatal 116 und im Engadin nur 98 Tage. An einem gegebenen Ort ist die Andauer der Schneedecke weitgehend vom Schneereichtum der einzelnen Winter abhängig, doch ist diese Relation, unabhängig von der Höhenlage der verschiedenen Orte, exponentiell, so dass die Andauer viel weniger stark anwächst als die Schneemenge.

*Mittlere Andauer der Schneedecke (in Tagen)
bei verschiedenen Wintermitteln der Schneehöhe
(gültig für die verschiedenen Täler Graubündens)*

Meereshöhe (m)	cm Schneehöhe (Wintermittel)				
	20	40	60	80	100
500— 800	60—70	100			
800—1200	} 70—75	105	120—130		
1200—1500		110	140	150—155	160—165
1500—1800		120	150	160—165	170—180

15. FRITZ GASSMANN und C. FRIEDRICH BAESCHLIN (Zürich). — *Darstellung des Schwerefeldes in rotationselliptischen Koordinaten.*

In der Geodäsie wird das Potential des Schwerefeldes mit Hilfe einer Reihenentwicklung nach Kugelfunktionen dargestellt. Infolge der Abplattung der Erde ist es dabei nicht möglich, die Konvergenz der Entwicklung an der Erdoberfläche nachzuweisen, ohne über die Dichteverteilung im Erdinnern sehr einschränkende Voraussetzungen zu machen. Diese Schwierigkeit kann dadurch umgangen werden, dass der Reihenentwicklung nicht eine der Erde umschriebene Kugel­fläche zugrunde gelegt wird, sondern ein Rotationsellipsoid, nämlich das Referenzellipsoid der Geodäsie. Wird die Erde, wie es in der Geodäsie üblich ist, regularisiert, und zwar so, dass sich ausserhalb des Referenzellipsoides keine Masse mehr befindet, so kann man, gestützt auf die in rotationselliptischen Koordinaten ausgedrückte Laplace'sche Gleichung für das Gravitationspotential, dieses Potential in eine Reihe nach Produkten von Kugelfunktionen entwickeln, die an der Oberfläche des Referenzellipsoides konvergiert. Man braucht dabei über die Dichte nur vorauszusetzen, dass sie regulär stetig ist (siehe z. B. Gunther, *La Théorie du Potentiel*, Paris 1934, Seite 8) in einer beliebig dünnen, oberflächlichen Schale. Der Beweis dafür und die Anwendung des Resultates auf die dritte (gemischte) Randwertaufgabe der Geodäsie werden in der Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1945, Heft 1, erscheinen.

16. FRITZ GASSMANN und ERNST NIGGLI (Zürich). — *Magnetische Untersuchung von Eisenerzen.*

Die geologische Interpretation von magnetischen Anomalien kann um so genauer und sicherer erfolgen, je eingehender die magnetischen Eigenschaften der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Gesteine bekannt sind. Das Institut für Geophysik der E. T. H. hat in den letzten Jahren umfangreiche magnetische Messungen an alpinen Erzvorkommen ausgeführt. Zur Ergänzung der Interpretation dieser Messungen hat nun das Institut mit finanzieller Unterstützung durch die

Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagertstätten die vorkommenden Erze magnetisch und parallel dazu petrographisch untersucht. Die magnetische Untersuchung bestand in der Entnahme von zahlreichen Erzproben aus dem Anstehenden unter Markierung der Orientierung der Stücke im Raume, der Bestimmung der Suszeptibilität und der remanenten Magnetisierung nach Grösse und Richtung der würfelförmig zugeschnittenen Proben mit Hilfe eines magnetischen Variometers und ergänzenden Messungen an pulverisiertem Material, eingefüllt in Würfel- und Kugel-Hohlformen. Eine genauere Beschreibung der Untersuchungsmethode sowie die Resultate und ihr Zusammenhang mit der Tektonik der Lagerstätte und der Petrographie des Erzes werden in den « Schweiz. Min. Petr. Mitt. » erscheinen.

17. PAUL-LOUIS MERCANTON (Lausanne). — *Recherches de technique pluviométrique : comparaison de totalisateurs sur le terrain.*

Des essais à la soufflerie, faits naguère par le rapporteur pour la Station météorologique centrale suisse, semblant avoir démontré qu'en abaissant de quelque 13 cm. le rebord supérieur de l'écran tronconique d'un totalisateur du modèle établi par la Station (Maurer-Billwiller) on se rapprochait davantage de la neutralité dans le vent réclamée d'un pluviomètre, il convenait d'en faire la vérification sur le terrain même. A défaut de champ d'essais rationnel — la création de l'actuel champ au Sentier ne date que de 1941 — j'ai profité de la présence sur le Nollen de la Grimsel d'un totalisateur du type normal, à écran de niveau avec l'ouverture pluviométrique, pour le doubler d'un deuxième, pareil mais à écran abaissé. Dès novembre 1935 et jusqu'au printemps de 1944 on y a fait des relevés au moins mensuels, hiver comme été. L'expérience nous a amené peu à peu à modifier notre programme en ce sens que, de comparaison entre totalisateurs à écran différemment placés, elle devint celle entre deux instruments rendus tout à fait identiques, du type usuel.

En effet on observa bientôt, en dépit de leur grande proximité (3 m.) et de situations paraissant très semblables, des différences notables de l'un à l'autre. L'écart a atteint en moyenne $2\frac{1}{2}\%$ en été (pluie) et $3\frac{1}{2}\%$ en hiver (neige). La comparaison réalisée dès lors entre le totalisateur normal et celui à écran abaissé installés dans le champ d'essai du Val de Joux, en terrain plat ouvert à tous vents a prouvé que les quantités emmagasinées par les deux engins, placés à 10 m. l'un de l'autre, dans des conditions où l'orographie locale ne joue cette fois aucun rôle, ne différaient pas même de 0,2%.

Qu'en conclure sinon qu'il est oiseux de s'appliquer à perfectionner l'exactitude instrumentale dans un domaine de l'observation météorologique où l'on est forcé d'accepter des conditions topographiques d'une inéluctable prépondérance ?

Les détails de la présente recherche paraîtront dans les Annales de la Station centrale suisse de météorologie, à Zurich.

18. PIERRE BERGER (Payerne). — *Pression à l'intérieur d'un ballon en Cellux.*

Ces mesures furent effectuées sur un ballon de série, gonflé à l' H_2 , au $\frac{1}{3}$ seulement de son volume (comme pour un start normal). Sur un méridien 23 appendices spéciaux furent collés, à des intervalles décroissants de la base au sommet du ballon. A chaque appendice — toujours perpendiculaire à l'enveloppe — des mesures furent effectuées à l'aide d'un manomètre en forme d'U, à alcool, incliné à $10,5^\circ$. Les résultats sont :

A	D	P	A	D	P
1	30 cm.	—0,96 mm. eau	13	318 cm.	+ 0,57 mm. eau
3	89 »	—0,89 » »	15	338 »	+ 0,96 » »
5	148 »	—0,74 » »	17	357 »	+ 1,18 » »
7	208 »	—0,44 » »	19	375 »	+ 1,30 » »
9	253 »	+ 0,10 » »	21	393 »	+ 1,62 » »
11	288 »	+ 0,37 » »	23	412 »	+ 1,82 » »

(A = appendice n°; D = distance comptée depuis la base du ballon;
P : — = sous-pression, + = surpression.)

Les différences de pression sont très faibles. Les sous-pressions s'expliquent ainsi : Sous l'action de la poussée de l' H_2 , le sommet du ballon s'étale; le ballon est amarré par 8 sacs de lest, attachés à la base des 8 arêtes; la traction due à ces sacs aurait pour effet de maintenir — jusqu'à la base du corps du ballon — la forme étalée de son sommet, mettant à disposition de l' H_2 (le ballon est gonflé au $\frac{1}{3}$) un volume trop spacieux; la pression de l' H_2 dans l'enveloppe est alors inférieure à la pression atmosphérique, qui comprime les parois du ballon. Ce 2^e effet n'annule pas entièrement le premier; il en résulte les sous-pressions mesurées.

Sur la base des chiffres du tableau, la poussée de l' H_2 fut calculée; elle fut de 5870 g. tandis qu'elle aurait dû être de 5830 g.

19. PIERRE BERGER (Payerne). — *Allongement et résistance à la rupture du Cellux 305, en fonction de la température.*

Ce Cellux est composé de cellulose pure régénérée, de glycérine et d'eau. Il est laqué sur ses deux faces. Il pèse un peu plus de 31 g. au m². L'épaisseur des feuilles — couches de laque comprises — est de $0,021 \pm 10\%$ mm. Il est judicieux d'étudier les variations des propriétés mécaniques de l'enveloppe — en Cellux — de nos ballons au cours d'un sondage puisqu'elle est soumise à des températures très variables (+ 30 à — 65° C).

Le résultat de cette étude est donné ci-dessous. Les essais furent faits dans notre caisson pour les températures comprises entre + 40° et — 35° C; le courant de ventilation varia de 3 à 3,5 m/sec. Pour les essais effectués à des températures de — 35 à — 70° C, nous avons

opéré sur des pains de neige carbonique ou dans de la poussière de neige carbonique, sans ventilation. L'humidité au laboratoire oscilla entre 65 et 75% pour les températures comprises entre + 10 et + 20° elle fut plus faible pour les températures plus élevées, plus forte pour les températures plus basses. Une forme adéquate d'éprouvettes en Cellux fut recherchée. Les tractions suivantes étaient en général atteintes après : 1 kg. : 10 sec.; 2 kg. : 25 sec.; 3 kg. : 42 sec.; 3,5 kg. : 60 sec.

Sous traction constante, le Cellux subit un effet de relaxation dont les chiffres ci-dessous donnent une idée :

Allongement en mm.	Temps en sec.	Allongement en mm.	Temps en sec.
4	15	12	120
6	30	20	180
8	60	23	210

Si la traction augmente plus ou moins rapidement, la relaxation change, mais il ne semble pas que l'allongement maximum et que la résistance de rupture en soient altérés.

L'allongement est d'autant plus grand que la température est plus élevée et que la traction est plus forte. Même si la traction augmente progressivement, l'allongement est souvent irrégulier; par instant l'éprouvette s'allonge facilement, même si la force de traction diminue un peu. A température et traction égales, l'allongement est beaucoup plus grand dans le sens perpendiculaire que dans le sens parallèle aux chaînes; cette différence s'atténue aux basses températures (— 35°). A température constante, si la traction augmente, l'allongement croît plus rapidement que la force de traction. L'allongement maximum de ce Cellux paraît varier linéairement avec la température entre + 20 et — 45°; les quelques chiffres suivants le témoignent :

	Températures : +20	—10	—33	—45° C
Allongements max. en %				
parallèle aux chaînes	17,5	12,0	8,0	5,5
perpendiculaire aux chaînes . . .	43,0	21,0	8,0	4,0

Pour des températures de +20 à +40°, il ne fut pas possible d'obtenir des allongements supérieurs; à —33°, les allongements maxima sont égaux. De —33 à —40°, les allongements dans le sens des chaînes sont plus grands que dans le sens perpendiculaire.

La *résistance maxima* de rupture varie aussi avec la température, elle est de :

	Températures : +35	0	—35° C
Traction en kg./cm.			
parallèle aux chaînes	1,83	1,90	1,99
perpendiculaire aux chaînes . . .	1,2	1,24	1,28

A plus basse température, la résistance à la traction diminue beaucoup; à -70° , le Cellux perd toute force de résistance. On ne peut plus le prendre avec les doigts ou avec une pince refroidie sans qu'il se casse immédiatement en nombreux morceaux. A ces basses températures, le Cellux gèle, au sens chimique du terme.

Nous avons enregistré dans nos sondages des températures de -65° , sans que nos ballons éclatassent. Si l'air avait bien la température indiquée, par insolation, le Cellux était plus chaud. De la plaine à 3000 m. en montagne, des mesures ont prouvé que le Cellux peut prendre au soleil des températures allant jusqu'à 8° au-dessus de celle de l'air ambiant. A plus haute altitude, l'insolation chauffe probablement davantage l'enveloppe des ballons, ce qui leur permet de pénétrer dans une atmosphère d'autant plus froide. Ce fait semble confirmé par des sondages nocturnes au cours desquels les ballons éclatèrent par -40° environ.

20. PIERRE BERGER (Payerne). — *Paradoxe de la vitesse et de la force ascensionnelle des ballons en Cellux.*

Si on reporte sur un diagramme le temps mis par nos ballons en Cellux pour atteindre une altitude donnée — 7 ou 10 km. par ex. — en fonction de la force ascensionnelle totale et de la force ascensionnelle disponible, on obtient en général des lignes isochrones courbes qui se replient sur elles-mêmes. La conclusion à tirer est :

pour une force ascensionnelle totale donnée, la vitesse ascensionnelle maxima correspond à une force ascensionnelle disponible bien définie. Si cette dernière est soit trop petite soit trop grande, la vitesse ascensionnelle diminue.

Ce fait peut s'expliquer si on admet que la poussée statique due à l'hydrogène et la forme aérodynamique du ballon jouent tour à tour un rôle prédominant.

21. PIERRE BERGER (Payerne). — *Déformations en vol des ballons en Cellux.*

Si on examine les ballons (gonflés au sol au $\frac{1}{3}$ ou au $\frac{1}{4}$ de leur volume) au cours des sondages, on constate qu'ils sont soumis à de très grandes déformations et qu'ils oscillent.

Au début de l'ascension, la partie inférieure de chaque ballon est comprimée; en outre la partie supérieure de l'enveloppe s'aplatit irrégulièrement sur un de ses côtés; dans certains cas un des angles du sommet — quelques fois tout le sommet — est progressivement aspiré à l'intérieur, tandis que la partie inférieure du ballon se gonfle un peu. Brusquement le ballon reprend sa forme normale (celle d'un gros bolet). Puisque, malgré la poussée de l' H_2 à l'intérieur du ballon, la partie supérieure de son enveloppe peut être aspirée dans le ballon, il est nécessaire qu'une force extérieure intervienne. Est-ce un effet

de la résistance de l'air à l'avancement ? L'analyse de cette hypothèse prouve que ce n'est pas elle qui est la cause principale de ces déformations. Au cours de son ascension, le ballon comme tout véhicule, provoque des tourbillons qui sont entraînés. Entre eux et l'aéronef il existe nécessairement une force de liaison. En admettant le principe de l'onde liée, cette masse d'air alourdit le ballon; il monte moins rapidement. Par inertie, le tourbillon a tendance à ne pas suivre l'aéronef et provoque ainsi une succion sur la partie inférieure de l'enveloppe. Cette succion crée une sous-pression locale qui est l'agent de liaison entre la masse d'air entraînée et le ballon. Comme le volume d' H_2 emportée n'est — à basse altitude — qu'une petite partie du volume du ballon (hermétiquement fermé), si son enveloppe est contrainte, par succion, de se dilater, la place à l'intérieur du ballon augmente, l' H_2 se détend et sa pression devient inférieure à celle de l'air ambiant. Immédiatement la pression atmosphérique comprime ailleurs le ballon, de préférence à l'endroit où la résistance aérodynamique due à l'ascension sera optima. C'est la raison pour laquelle ces déformations sont si nombreuses au sommet du ballon. Lorsque le tourbillon lié à la base du ballon se détache, la force de liaison cesse; sous l'action de la poussée statique de l' H_2 l'enveloppe reprend sa forme normale, puis d'autres tourbillons se reforment; ils sont accompagnés de nouvelles déformations.

Ces déformations sont surtout accusées au début des sondages, lorsque les ballons sont encore peu gonflés; elles sont d'autant plus fortes que la vitesse ascensionnelle est élevée; elles se produisent à un rythme très irrégulier, dont la période varie de 3 à 30 sec.