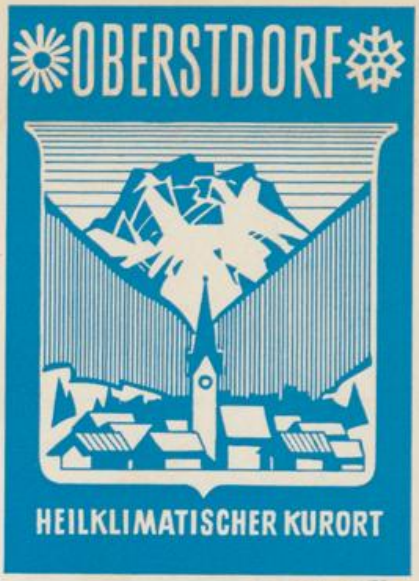
Deutscher Wetterdienst



6. OKT. 1971
KDR

XI.
Internationale Tagung für Alpine Meteorologie
22.-26. September 1970

TAGUNGS-BERICHT

Deutscher Wetterdienst

71. 3097



XI.
Internationale Tagung für Alpine Meteorologie
22.-26. September 1970

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.

I U 17 (1970)

Offenbach a. M. 1971, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Vorwort

Die XI. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, die vom 22. bis 26. September 1970 in Oberstdorf/Allgäu stattfand, hatte mit 58 Vorträgen ein umfangreiches wissenschaftliches Programm.

Um die Ergebnisse der Fachwelt zugänglich zu machen, werden die Vorträge zusammen mit einem einleitenden Bericht über den Verlauf der Tagung hiermit veröffentlicht.

Der Deutsche Wetterdienst hofft, mit der Durchführung der XI. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie und mit dem vorliegenden Tagungsbericht einen Beitrag zur weiteren Vertiefung der Kenntnisse über Wetter und Klima der Alpen geleistet zu haben.

Dr. E. Süssenberger
Präsident des Deutschen Wetterdienstes

Tagungsbericht und Vorträge erscheinen gleichzeitig in der Reihe „Annalen der Meteorologie“ (Neue Folge) Nr. 5 (1971)

Inhalt

Seite

Vorwort 2

Verlauf der Tagung 5

Übersichtsvortrag

FLOHN, H.: Beiträge zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge 9

Probleme der alpinen Wettervorhersage

REUTER, H.: Einfluß der Alpen auf zyklogenetische Prozesse 17

RAETHJEN, P.: Genua-Zyklone und Jet stream 23

BOSSOLASCO, M.; DAGNINO, I.; FLOCCHINI, G.: Über die Wetterlagen, die in den italienischen Alpen starke und ausgedehnte Niederschläge hervorrufen 27

GRESSEL, W.: Zur Bedeutung der Tiefdruckgebiete im Mittelmeerraum für das alpine Wettergeschehen 31

VOIRON, H.: L'instabilité sur les Alpes en été 35

PICHLER, H.: Zusammenhang zwischen Temperaturschichtung und Stromfeldänderungen im Alpenbereich 41

EDELMANN, W.: Zur Behandlung der Orographie in numerischen Vorhersagemodellen 45

GBURČIK, P.: Einführung der orographischen Einflüsse in die Vorhersagekarte 53

LAUBE, M.: Quantitative Niederschlagsvorhersage mit Einschluß orographischer Effekte 55

SKODA, G.: Die Mesostruktur des Luftdruckfeldes in Leewellen nach einem linearisierten Modell 59

UHLIG, S.: Vergleich von Höhenwindmessungen im Alpenvorland mit den Windwerten benachbarter Bergstationen und der Aerologischen Station München-Riem 63

PETKOVŠEK, Z.: Auflösung der Strahlungsnebel in alpinen Talbecken 71

POJE, D.: Ein Beitrag zur Vorhersage der Niederschläge in Gorski Kotar 75

Probleme der alpinen Klimatologie

ČADEŽ, M.: Einige Resultate der internationalen Zusammenarbeit hinsichtlich der Analyse der Wetterentwicklung im Alpengebiet während der Alpentage 79

REINHARDT, M. E.: Aerologische Strukturen am Alpennordrand nach Flugzeugsondierungen 89

FLIRI, F.: Neue klimatologische Querprofile der Alpen – ein Energiehaushalt 93

KORFF, H. C.: Messungen zum Wärmehaushalt in den äquatorialen Anden 99

KRAUS, H.: Der Tagesgang des Energiehaushaltes in einem Hochgebirgstal 103

RIBLET, J.: Über eine mathematische Methode, bei gegebenem natürlichem Horizont die tatsächliche Tagessumme der Bestrahlung und die Intensität der auf eine geneigte Bodenfläche einfallenden Sonnen-, Himmels- und Globalstrahlung zu bestimmen 107

SCHÜEPP, M.; GUTERMANN, TH.: Der Föhn des Rheintales zwischen Chur und Bodensee 113

YOSHINO, M. M.: Die Bora in Jugoslawien: Eine synoptisch-klimatologische Betrachtung 117

SCHREIBER, D.: Höhenkorrigierte Trockenheitsgrenzen und Gebietsverdunstung in den Schweizer Alpen 123

LAZAREVSKI, A.; MAVRODIEV, J: La correlation entre la température de lair et la fonte de la couche de neige sur la montagne Bistra, R. S. Macédoine-Yougoslavie 127

PÉGUY, CH. P.; DE SAINTIGNON, M. F.; LEJEUNE, C.: Les régimes probables des précipitations dans les Alpes occidentales entre les 44° et 45° lat. nord 131

STRIFFLING, M.: Climatologie synoptique des fortes précipitations alpines 135

WACHTER, H.: Temperaturunruhe im Hochgebirge und Luftdruckschwankungen 139

GRARD, R.; MATHEVET, P.: Analyse de la validité des longues séries pluviométriques des Alpes Françaises 143

DIMITRIEVSKI, V.: Intense rainfalls in the mountains and their relationship to the synoptic situation 147

CEHAK, K.: Über Niederschlagsperioden und trockene Perioden im Ostalpenraum 151

GINSBURG, TH.: Extremwert-Statistik und kalkuliertes Risiko 155

FEDERER, B.: Die statistische Häufungsneigung der Neuschneefälle im Gebiet von Davos 165

v. RUDLOFF, H.: Die jüngsten Änderungen im Ablauf der Haupt-Klima-Elemente in den Hochalpen 171

MÜHLEISEN, R.: Charakteristische Besonderheiten von Gewittern über den Alpen .. 181

REITER, R.; SLÁDKOVIČ, R.: Ergebnisse mehrjähriger Austausch-Forschungen im Hochgebirge 185

VADOT, L.: Kombinierte Studie an Ort und Stelle sowie am Modell von Dichteströmungen im Gebiet von Grenoble (mit Bezug auf die Luftverunreinigung) 193

ERMINI, V.; ZENONE, E.: L'attività temporalesca sul versante meridionale delle Alpi 199

SNEYERS, R.: La détermination de la stabilité du climat par l'analyse statistique des séries d'observations; un exemple: la température de l'air et l'eau recueillie à Bruxelles-Uccle de 1833 à 1969 205

Glaziologie und Hydrologie

AMBACH, W.; EISNER, H.; MOSER, H.; RAUERT, W.; STICHLER, W.: Ergebnisse von Isotopenmessungen am Gletscherbach des Kesselwandferners (Ötztaler Alpen) 209

LANG, H.: Über den Einfluß meteorologischer Faktoren auf den Schmelzwasserabfluß 213

STEINHÄUSSER, H.: Gebietsverdunstung und Wasservorrat in verschiedenen Seehöhen Österreichs 215

VEYRET, P.: Observations recentes sur deux glaciers du massif du Mont Blanc 219

ATTMANNSPACHER, W.; ANIOL, R.: Erste Versuche einer qantitativen Niederschlagsmessung mittels Radar am Hohenpeißenberg 221

LORENZ, D.: Oberflächentemperaturmessungen von schneebedeckten Hängen 225

RIEDL, J.: Fernmessung des Wassergehalts einer winterlichen Schneedecke mit Hilfe eines radioaktiven Präparates 231

LOVIE, C.: Les avalanches de neige en Savoie durant l'hiver 1969—1970 235

PLAS, J. J.: Les avalanches dans les Alpes Françaises (10 ans d'observations et de mesures) 241

HERB, H.: Lawinensicherung durch Schneefeldsprengungen im bayerischen Alpenraum 247

SILVESTRI, P.: Azione perturbatice di un bacino idroelettrico sugli elementi naturali del comprensorio: Ghiacciaio — Temperature — Precipitazzioni 249

KELLER, H. M.; MEIMAN, J. R.: Der Einfluß der Topographie auf die Schneeverteilung in zwei kleinen voralpinen Einzugsgebieten 253

HOINKES, H.: Über Beziehungen zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners (Ötztaler Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vent 259

WALSER, E.: Die Rolle von Testgebieten in der alpinen hydrologischen Forschung 265

Biometeorologie

MOSER, W.: Standortkundliche und ökologische Messungen in der Nivalstufe der Zentralalpen 269

TURNER, H.: Mikroklimatographie und ihre Anwendung in der Ökologie der subalpinen Stufe 275

v. DESCHWANDEN, P.: Wetter und Mikrobiologie der Luft einer Alpenstation 283

PÖTZL, K.; SLÁDKOVIČ, R.: Chemische Hauptkomponenten des Aerosols in 1800 m NN in Abhängigkeit von Luftkörpereigenschaft und Austausch 287

JOST, D.: Die Kohlendioxidkonzentration in St. Moritz und am Piz Corvatsch 293

PASIĆ, H.: Wettertypen und Herzinfarkt in Sarajevo 297

Anschriften der Vortragenden 299

Verlauf der Tagung

Es kann wohl als eine glückliche Entscheidung angesehen werden, die der Deutsche Wetterdienst traf, als er die in- und ausländischen Meteorologen zur Teilnahme an der XI. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie vom 22. bis 26. September 1970 nach Oberstdorf einlud. Nicht nur der Zeitpunkt der Tagung war richtig gewählt — strahlte doch fast während der ganzen Zeit die Sonne als Bestätigung einer um diese Jahreszeit erhofften Schönwetterperiode, des sog. „Altweibersommers" —, auch der Ort Oberstdorf erfüllte alle Voraussetzungen für ein gutes Gelingen dieser internationalen Begegnung. Der reizvolle, vielfach noch ursprüngliche Charakter dieses bekannten Kurortes zog alle Tagungsteilnehmer in seinen Bann. Stadt- und Kurverwaltung von Oberstdorf ließen dem Gastgeber jede nur denkbare Unterstützung zuteil werden, um nicht nur einen reibungslosen Tagungsablauf zu gewährleisten, sondern auch den Teilnehmern und Gästen einen angenehmen Aufenthalt zu verschaffen. Viele nutzten die Gelegenheit, während der Tagung Ausflüge in die herrliche Gebirgswelt zu unternehmen, die mit der Nebelhorn- und Söllereckbahn auf eine bequeme Weise zu erreichen war.

Die Tagung wurde in Zusammenarbeit mit dem Verband Deutscher Meteorologischer Gesellschaften (Vorsitzender Prof. Dr. H. FLOHN) veranstaltet. Das wissenschaftliche Vortragsprogramm umfaßte folgende Themenkreise:

„Probleme der alpinen Wettervorhersage"
„Probleme der alpinen Klimatologie"
„Glaziologie und Hydrologie"
„Biometeorologie".

Für die Organisation der Tagung war Dr. H. VOSS verantwortlich. Ihm standen im Organisationsausschuß und Tagungsbüro Dr. H. K. MÜLLER, M. SCHLEGEL, R. PANDER und die Damen J. WALLNER, L. SCHWINGSHANDL und L. NEUBERT zu Seite.

Es war notwendig, die große Zahl von ursprünglich 135 Vortragsanmeldungen zu reduzieren. Übrig blieben 58 Vorträge, die in 3½ Tagen gehalten wurden.

Sie sind im Anschluß an diesen einleitenden Bericht veröffentlicht.

Die Tagung wurde von 314 Teilnehmern aus 12 Ländern (Belgien, Bundesrepublik Deutschland, Frankreich, Italien, Japan, Jugoslawien, Niederlande, Norwegen, Österreich, Schweiz, Ungarn) besucht, die zu einem großen Teil von Angehörigen begleitet waren. Der Generalsekretär der Weltorganisation für Meteorologie hatte einen Vertreter entsandt.

Die feierliche Eröffnung der Tagung fand am 23. September vormittags im festlich geschmückten Kurhaus statt. Der Präsident des Deutschen Wetterdienstes, Dr. E. SÜSSENBERGER, hielt dabei folgende Begrüßungsansprache:

Meine sehr verehrten Damen und Herren!

Hiermit eröffne ich die XI. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie und heiße Sie alle in unserem Tagungsort Oberstdorf herzlich willkommen. Es ist für den Deutschen Wetterdienst, der diese Tagung ausrichtet, eine große Freude, daß Sie in so großer Zahl seiner Einladung gefolgt sind. Als 1950 auf Initiative von Herrn Professor BOSSOLASCO erstmals in Mailand eine Tagung für alpine Meteorologie stattfand, ahnte wohl niemand, daß sie sich zu einer bleibenden Einrichtung von dem Rang entwickeln würde, wie sie ihn in den folgenden Jahren erreicht hat. Ich freue mich, daß Herr Professor BOSSOLASCO unter uns weilt, und darf ihn besonders herzlich begrüßen.

Meine deutschen Kollegen von den Hochschulen, den Forschungsinstituten und den meteorologischen Diensten erfüllt es ebenso wie mich mit Freude und Genugtuung, daß so viele Meteorologen und Wissenschaftler verwandter Gebiete, darunter viele alte Freunde, aus den umliegenden Ländern, die an den Alpen Anteil haben, aber auch aus zahlreichen, zum Teil weit entfernten Ländern, nach Oberstdorf gekommen sind, damit wir uns gemeinsam mit den uns gestellten Problemen befassen. Es sind — mit einem Wort gesagt — die Probleme der alpinen Meteorologie, d. h. die atmosphärischen Erscheinungen, ihre Ursachen und ihre Wirkungen in diesem gewaltigen Gebirgszug, der sich quer über ganz Europa erstreckt. Wir erleben es in jedem Jahr, in welch besonderer Weise die Wetterelemente sich im Hochgebirge äußern und wir müssen immer wieder feststellen, wie Naturereignisse auch in unserem hochentwickelten technischen Zeitalter menschliches Wirken und menschliches Dasein zeitweise in Frage stellen.

Daß wir die dabei waltenden Zusammenhänge nicht genügend überschauen, ist letzten Endes der Grund, daß wir alle zwei Jahre in diesem Kreise zusammenkommen. Wenn es uns gelingt, einige Fragen der Lösung näher zu bringen und mehr Einblick in die komplexen Beziehungen zu gewinnen, ist der Sinn unserer Treffen vollauf erfüllt. Das haben unsere staatlichen Stellen durchaus erkannt und deshalb diese Tagung in jeder Weise gefördert. Mein Dank gilt dem Bundesminister für Verkehr, der die Mittel für die Abwicklung der Tagung bereitgestellt hat, mein Gruß seinem Vertreter, Herrn Ministerialrat Professor LINGELBACH. Ebenso herzlich begrüße ich den Vertreter der Bayerischen Landesregierung, Herrn Ministerialrat Dr. BAUMGÄRTNER aus München, sowie den 1. Bürgermeister der Stadt Oberstdorf, Herrn Dr. DREHER, deren Gäste wir sind. Unsere Wahl ist seinerzeit auf Oberstdorf gefallen, weil diese Stadt von allen Orten, die in Betracht gezogen wurden, am stärksten alpinen Charakter hat. Hier haben wir große Unterstützung durch die Stadtverwaltung erfahren, die uns das Kurhaus für die Tagung zur Verfügung stellt und uns auch sonst in jeder Hinsicht in der Ausrichtung der Tagung behilflich ist. Ich benutze daher diese Eröffnungssitzung gerne, um Ihnen, Herr Bürgermeister DREHER, im Namen der Veranstalter und der Teilnehmer herzlich für die Förderung zu danken, die wir von Ihnen erfahren.

Um dieser wissenschaftlichen Tagung eine breite Grundlage zu geben, haben wir den Verband Deutscher Meteorologischer Gesellschaften um Mitarbeit gebeten. Herr Professor FLOHN, sein Vorsitzender, war uns bei der Wahl und der Auswahl der Themen und Referate behilflich. Ich begrüße ihn sowie die leitenden Persönlichkeiten der Zweigvereine, vor allem aber danke ich Herrn FLOHN, daß er sich bereit erklärt hat, in dieser Eröffnungssitzung im Anschluß an die Begrüßungsansprachen einen Übersichtsvortrag über das Thema „Vergleichende Meteorologie der Hochgebirge" zu halten.

Das Interesse, das die Weltorganisation für Meteorologie seit langem dieser Tagung entgegenbringt, kommt durch die Anwesenheit einiger Angehöriger des Sekretariats in Genf zum Ausdruck. Ich begrüße sie sehr herzlich, besonders Herrn Dr. SEBASTIAN, der Herrn Generalsekretär DAVIES auf unserer Tagung vertritt und nachher zu uns sprechen wird. Meine Damen und Herren, neben der fachlichen wollen wir die menschliche Seite einer solchen Veranstaltung nicht vergessen. Neben dem wissenschaftlichen Nutzen und Fortschritt, den wir aus einer solchen Tagung ziehen wollen, steht als sicher nicht gering zu veranschlagendes weiteres Ergebnis das Kennen- und Verstehenlernen von Angehörigen vieler Länder, die sich der gleichen Sache verschrieben haben. Daß unterschiedliche Denkweisen und Standorte nie eine entscheidende Rolle gespielt haben, wenn Meteorologen zusammenkommen, liegt nicht nur im Wesen des Objekts ihrer Betrachtung, nämlich des Wetters und Klimas, sondern in einem besonders stark ausgeprägten Gefühl der Zusammengehörigkeit, die sich in vielen gemeinsamen Programmen und betrieblichen Leistungen manifestiert.

Die weite Resonanz, die unser Aufruf gefunden hat, wird aus der ursprünglichen großen Zahl von 135 Vortragsanmeldungen deutlich. Sie hat uns zugleich die Qual der Wahl bereitet. Mit 58 Referaten ist das Programm immer noch sehr umfangreich. Da wir an dem alten Grundsatz festhalten, keine Parallelsitzungen zu veranstalten, wird es nicht leicht sein, die Vortragsveranstaltungen bis Sonnabendmittag abzuwickeln. Keineswegs wollten wir auf einen gemeinsamen Tagesausflug zum Bodensee verzichten, der auf den kommenden Freitag festgesetzt werden mußte und der uns zu persönlichen Begegnungen ausgiebig Gelegenheit geben soll. Wir werden ihn zusammen mit unseren Damen unternehmen, die abseits der Tagung Gelegenheit haben, ein umfassendes Veranstaltungsprogramm abzuwickeln. Ich freue mich, daß, wie schon bei früheren Tagungen, so viele Damen mitgekommen sind. Ich heiße sie besonders herzlich willkommen und wünsche ihnen schöne Tage der Entspannung und Anregung im Allgäu.

Mein herzlicher Gruß gilt auch den Kollegen, die die Mühen des Amtes hinter sich haben und trotzdem hierher gekommen sind, an der Spitze dem Nestor der deutschen Meteorologie, Herrn Professor KNOCH, und meinem Amtsvorgänger, der vor 12 Jahren die erste dieser Tagungen in der Bundesrepublik Deutschland, nämlich in Garmisch-Partenkirchen ausrichtete, Herrn Dr. BELL und seiner Gattin.

Zuletzt, doch nicht minder herzlich, begrüße ich die zahlreich erschienene akademische Jugend von den meteorologischen Hochschulinstituten sowie unsere Nachwuchskräfte aus den meteorologischen Diensten, deren Aufgabe es einmal sein wird, das begonnene Werk auf ihre Art fortzuführen.

Meine Damen und Herren, bevor ich das Wort weitergebe, möchte ich in dieser großen Versammlung von Meteorologen eines schmerzlichen Ereignisses der jüngsten Vergangenheit gedenken, das uns eigentlich alle angeht:

> des allzu frühen Todes von Professor RICHARD SCHERHAG am 31. August des Jahres, also vor 3 Wochen, der an dieser Tagung hatte teilnehmen wollen.

Sein Name sei zugleich für alle diejenigen genannt, die in der letzten Zeit von uns gegangen sind. Sein Tod hat uns besonders erschüttert, weil er mitten aus seiner Arbeit gerissen wurde, aus einem rastlosen Schaffen, das ganz der Meteorologie gewidmet war. Mit seinem Tod ist in der deutschen Meteorologie und darüber hinaus eine Lücke gerissen worden, von der wir nicht wissen, wie sie geschlossen werden soll.

Ich danke Ihnen, daß Sie sich zu Ehren von Professor SCHERHAG von den Plätzen erhoben haben.

Es folgten Begrüßungsworte von Ministerialrat Dr. BAUMGÄRTNER, München, als Vertreter der Bayerischen Staatsregierung:

Meine sehr geehrten Damen und Herren!

Es ist mir eine Ehre und zugleich eine aufrichtige Freude, Sie heute hier in Oberstdorf auf bayerischem Boden im Namen der Bayerischen Staatsregierung als Teilnehmer der XI. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie begrüßen zu dürfen. In diesem Kreis so kompetenter Fachmänner auf dem Gebiet der alpinen Meteorologie bedarf es wohl kaum einer Begründung für die Annahme, daß das schöne bayerische Allgäu ein geeigneter Platz für diese Tagung ist, der alle Voraussetzungen bietet für den Erfolg der gemeinsamen Arbeit, denn die alpine Meteorologie hat gerade in Bayern eine lange und gute Tradition. Die Pionierarbeit, die auf diesem wichtigen und interessanten Spezialgebiet der Meteorologie in Bayern geleistet wurde, ist so bekannt und anerkannt, daß ich mich vor diesem Gremium begnügen darf mit dem Hinweis auf die in die Anfänge der wissenschaftlichen Meteorologie zurückreichende Arbeit des Observatoriums auf dem Hohenpeißenberg im bayerischen Alpenvorland, das heute auch mit den modernsten Einrichtungen und Radaranlagen seine verpflichtende Überlieferung mit zukunftsweisenden Untersuchungen und Methoden fortsetzt. Bahnbrechende Arbeit für die alpine Meteorologie ist auch geleistet worden in Deutschlands höchstgelegenem Observatorium, auf der Zugspitze, das vor wenigen Tagen das 70. Jubiläum feiern konnte.

Als vor fast genau 70 Jahren, am 19. Juli 1900, JOSEPH ENZENSBERGER seine fortlaufenden Beobachtungen und Messungen auf der Zugspitze begann, hat er mit seinen Mitarbeitern und seinen Nachfolgern eine bewunderswürdige, nur opferbereiten und mutigen Idealisten mögliche Pionierleistung für die Wissenschaft und die alpine Meteorologie vollbracht. Ihr Wert wird klar, wenn man bedenkt, daß es damals noch keine Bergbahnen, kein Radio, keine Ölheizung auf dem sturmumbrausten Zugspitzgipfel gab und daß für die Meteorologen in dem fast 3 000 m hoch gelegenen „Münchener Haus" noch in dem ersten Viertel unseres Jahrhunderts in den langen und harten Wintermonaten das störanfällige und oft defekte Drahttelefon die einzige Verbindung mit der übrigen Welt war.

Neben den traditionsreichen Observatorien auf dem Hohenpeißenberg und auf der Zugspitze unterhält der Deutsche Wetterdienst heute noch mit allen modernen Hilfsmitteln ausgerüstete Bergstationen auf dem Wendelstein und auf dem Großen Falkenstein, mit dem auch die bayerischen Mittelgebirge in das Arbeits- und Aufgabengebiet der alpinen Meteorologie einbezogen sind.

Gewiß nicht geringer als die Bedeutung des bayerischen Beitrags für die Entwicklung der alpinen Meteorologie ist die Bedeutung, die der alpinen Meteorologie in Bayern zukommt und die insbesondere von der Bayerischen Staatsregierung dankbar anerkannt wird. In einem Land, in dem der Fremdenverkehr eine so wichtige Rolle spielt, wie in den Bayerischen Alpen und im bayerischen Alpenvorland, ist die alpine Wettervorhersage, der eine Themengruppe dieser Tagung gewidmet ist, in vieler Hinsicht unentbehrlich und ausschlaggebend. Die Fragen der alpinen Klimatologie und ihre wissenschaftliche Behandlung sind Grundlage für die Entwicklung der zahlreichen Kurorte, Sanatorien und Heilstätten in den Bayerischen Alpen und ein wesentlicher Beitrag für die Entwicklung der modernen Medizin überhaupt, der immer mehr die Aufgabe gestellt wird, die Schäden und Leiden des Lebens in unserer übertechnisierten, hektischen Umwelt durch eine die Kräfte der Natur berücksichtigende und nutzende Therapie auszugleichen.

Wenn der Föhn einfällt, werden ohnehin alle Bayern südlich der Donau und ganz besonders die Münchner nachhaltig daran erinnert, daß niemand sich dem Einfluß des alpinen Klimas entziehen kann und daß jeder, der je nach Temperament über den Föhn sich freut oder schimpft, von den Problemen der alpinen Meteorologie unmittelbar berührt wird.

Welchen Nutzen die Landwirtschaft, die Almbauern, die Wasserwirtschaftler, die Straßenbauer, die Verkehrsträger, die Bauindustrie in den bayerischen Bergen und im Alpenvorland von der alpinen Meteorologie haben, läßt sich in Zahlen nicht ausdrücken.

Die Erkenntnisse und die Arbeit der alpinen Meteorologie wissen nicht zuletzt auch die ungezählten Bergsteiger, Skifahrer, Kletterer in unseren Bayerischen Alpen und die Segler auf den zahlreichen, schönen bayerischen Seen zu schätzen, die auf zuverlässige Wettervorhersagen bei der sicheren Ausübung ihres Sports angewiesen sind und für die rechtzeitige Unwetter- und Lawinenwarnungen oft genug zu Lebensrettern geworden sind.

Auch für die Luftfahrt und ihre alle Erwartungen übertreffende Entwicklung in der jüngsten Zeit hat die alpine Meteorologie wesentlich und entscheidend beigetragen. Es sind erst wenige Jahrzehnte vergangen, seit die ersten Verkehrsflugzeuge über die Gipfel der Alpen hinweg zwischen München und Mailand die ersten planmäßigen Flüge durchführten, die ohne die Vorarbeit bzw. die intensive Mitarbeit der mit den schwierigen Wetterverhältnissen in den Alpen vertrauten Meteorologen nicht möglich gewesen wäre. Und wenn heute auch täglich Tausende von Menschen in riesigen Verkehrsflugzeugen hoch über dem Wetter fliegend die Alpen überqueren, so bleibt die alpine Meteorologie doch mit der modernen Luftfahrt auch weiterhin eng verbunden. Die Flugberatung für den stark zunehmenden Luftverkehr in und über den Alpen nimmt einen immer größeren Umfang an und schafft die Voraussetzungen für Zuverlässigkeit und Sicherheit auch in diesem Bereich des Luftverkehrs.

Eine besonders enge Verbindung zwischen Luftfahrt und alpiner Meteorologie aber ergibt sich im Bereich des Segelflugs, der ohne die Erkenntnisse der alpinen Meteorologie unter den schwierigen Verhältnissen in den Alpen kaum möglich wäre und der umgekehrt wertvolle Erkenntnisse und Beobachtungen für die alpine Meteorologie beitragen kann. Dies gilt insbesondere für den Motorsegler, der wie ich glaube, ein sehr gutes Hilfsmittel für die alpine Meteorologie sein kann. Bayern, das eine Wiege und eine besondere Pflegestätte des alpinen Segelflugs ist, würde sich freuen, wenn hier auch für die Zukunft eine für beide Seiten wertvolle und fruchtbare Zusammenarbeit sich entfalten könnte.

So darf ich zum Schluß, um in der Fachsprache der Segelflieger zu bleiben, der alpinen Meteorologie und dieser Tagung „Guten Aufwind" und viel Erfolg wünschen.

Danach sprach Dr. SEBASTIAN, Genf, als der Vertreter des Generalsekretärs der Weltorganisation für Meteorologie:

Herr Präsident,
meine sehr verehrten Damen und Herren!

Im Namen der Weltorganisation für Meteorologie habe ich die Ehre, Ihnen die Grüße des Generalsekretärs, Mr. DAVIES, aus Genf zu überbringen. Herr DAVIES wäre selbst gern Ihrer freundlichen Einladung gefolgt, aber verschiedene andere Verpflichtungen machen ihm dies unmöglich. Die Tatsache, daß noch zwei weitere WMO-Kollegen außer mir an dieser Tagung teilnehmen, zeigt Ihnen, welches Interesse wir daran nehmen.

Die Blickrichtung der WMO ist naturgemäß weltweit ausgerichtet. Nichtsdestotrotz verbinden uns mannigfache Interessen mit dem Gegenstand der gegenwärtigen Tagung. Nicht nur, daß wir am Sitz unseres Sekretariates in Genf sozusagen jeden Tag Alpenwetter vor Augen haben, auch die spezifischen meteorologischen Erscheinungen der Alpen finden ihr Gegenstück in anderen Teilen der Erde in Gegenden mit alpinem Charakter. Ich bin überzeugt, daß wir gerade über diesen Aspekt heute morgen viel Aufschlußreiches aus dem einleitenden Vortrag von Herrn Prof. FLOHN hören werden. Letzten Endes trägt das Verstehen der alpinen meteorologischen Verhältnisse im weitesten Sinne auch zum besseren Verständnis der globalen meteorologischen Vorgänge bei, die wir mit dem weitgespannten Konzept der Weltwetterwacht zu erfassen versuchen.

In diesem Sinne darf ich Ihnen die besten Wünsche der Weltorganisation für Meteorologie für einen erfolgreichen Verlauf dieses Kongresses übermitteln.

Zum Schluß richtete der 1. Bürgermeister von Oberstdorf, Dr. DREHER, herzliche Willkommensgrüße an die versammelten Gäste. Er freue sich und empfinde es als eine Auszeichnung, daß in Oberstdorf diese wissenschaftliche Tagung stattfinde. Er wies die Anwesenden darauf hin, daß sie sich im „obersten" Dorf der Bundesrepublik Deutschland befänden, das heute ausschließlich vom Fremdenverkehr lebe. Jährlich kämen 130 000 Gäste nach Oberstdorf und es gäbe im Jahr 1,5 Millionen Übernachtungen. Aber der Fremdenverkehr hinge vor allem vom Wetter ab, und so stelle sich eine Verbindung zu dieser Tagung her, die sich um die weitere Erforschung des Alpenwetters bemühe. Dr. DREHER wünschte der Tagung einen erfolgreichen Verlauf und gab der Hoffnung Ausdruck, daß für die Teilnehmer auch Zeit und Muße übrig bleiben mögen, um die Schönheiten der Oberstdorfer Landschaft zu genießen.

Nach der Eröffnungssitzung wurde das wissenschaftliche Vortragsprogramm mit dem Übersichtsvortrag von Prof. FLOHN „Vergleichende Meteorologie der Hochgebirge" eingeleitet, bei dem Dr. E. SÜSSENBERGER den Vorsitz führte. Anschließend folgten programmgemäß die Vorträge über „Probleme der alpinen Wettervorhersage" (Vorsitz: Prof. Dr. E. LINGELBACH; Prof. Dr. H. REUTER; Prof. Dr. M. BOSSOLASCO), „Probleme der alpinen Klimatologie" (Vorsitz: Prof. Dr. M. BOSSOLASCO; F. JOURDAN), „Glaziologie und Hydrologie" (Vorsitz: Prof. Dr. H. HOINKES; P. KASSER) und „Biometeorologie" (Vorsitz: Dr. GENSLER).

Der Vortrag von Prof. Dr. M. ČADEŽ über „Einige Resultate der internationalen Zusammenarbeit hinsichtlich der Analyse der Wetterentwicklung im Alpengebiet während der Alpentage“ führte zu einer lebhaften Aussprache über die Intensivierung der internationalen Zusammenarbeit auf synoptischem Gebiet, die schon auf früheren Tagungen eingeleitet wurde. Mit der nachfolgend wiedergegebenen Empfehlung wurden die 6 Staaten (Bundesrepublik Deutschland, Frankreich, Italien, Jugoslawien, Österreich, Schweiz) gebeten, durch Sammlung und Auswertung von Boden- und Höhenbeobachtung an den sog. „alpinen Tagen“ die Grundlagen für die alpine Wettervorhersage zu verbessern:

„Die Teilnehmer der Tagung für Alpine Meteorologie erachten es als wichtig, daß die regionalen und lokalen Phänomene wie zum Beispiel Kaltluftseen, Stau, Windströmungen wie Föhn und Bora sowie Frontdurchgänge genauer untersucht werden. Dabei sollte möglichst das gesamte, im Alpenraum vorhandene Beobachtungsmaterial beigezogen werden. Zu diesem Zwecke wird in den Zeitspannen vom 11. – 15. Januar, 11. – 15. April, 11. – 15. Juli und 11. – 15. Oktober, an den sogenannten alpinen Tagen, das gesamte, zu den synoptischen Terminen 00, 06, 12 und 18 z vorhandene Beobachtungsmaterial sowie eine Auswahl von stündlichen Meldungen gesammelt und synoptisch verarbeitet. An diesen Tagen sollen auch, wenn immer möglich, zusätzliche temporäre Radiosondenstationen im Alpengebiet eingerichtet werden als Basis für die dreidimensionale Analyse und für die Kontrolle künftiger numerischer Vorhersagen mit engmaschigen Gitternetzen.

Die meteorologische Zentralanstalt in Wien übernimmt zunächst die Sammlung und Verteilung des Materials, das Institut von Prof. ČADEŽ in Belgrad die Verarbeitung. Im Frühjahr 1971 soll eine kleine Arbeitstagung zur Besprechung der bisher erzielten Resultate und der Art des künftigen Vorgehens durchgeführt werden.“

Das umfangreiche wissenschaftliche Tagungsprogramm wurde durch eine Reihe gesellschaftlicher Veranstaltungen aufgelockert und ergänzt. Ein Höhepunkt war der Oberstdorfer Trachtenabend mit einer Allgäuer Brotzeit am 22. September im Kurhaus, der die zahlreich erschienenen Gäste nicht nur mit seinen folkloristischen Darbietungen erfreute, sondern ihnen auch Gelegenheit gab, das Tanzbein zu schwingen. Ein Erlebnis besonderer Art aber war die ganztägige Bodensee-Dampferfahrt mit den Damen am 25. September, die bei strahlendem Sonnenschein von Lindau über Meersburg zur Insel Mainau und zurück führte. Die Schönheiten der Bodenseelandschaft, die Romantik der Orte Lindau und Meersburg und vor allem die Insel Mainau mit ihrem Blumenparadies, exotischen Sträuchern und Bäumen hinterließen bei allen Teilnehmern nachhaltige Eindrücke. Die erholsame Dampferfahrt auf dem See bot darüber hinaus die Gelegenheit zu persönlichen Begegnungen und zur Vertiefung fachlicher Gespräche. Auch das Damenprogramm war abwechslungsreich und fand großen Anklang. Es enthielt u. a. Fußwanderungen zum Christlesee – Spielmannsau, Stellwagenfahrten in die Seitentäler von Oberstdorf, Seilfahrten zum Nebelhorn und Omnibusfahrten in das Kleine Walsertal und zur Breitachklamm.

Durch die straffe Leitung bei den Vortragsveranstaltungen und Diskussionen, aber auch durch das Verständnis der Vortragenden für eine zügige Abwicklung der Vorträge konnte das Vortragsprogramm am 26. September wie vorgesehen abgeschlossen werden.

Nach dem letzten Vortrag richtete der Vizedirektor der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Dr. O. ECKEL, an den Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes und seine Mitarbeiter im Namen aller Teilnehmer herzliche Worte des Dankes und der Anerkennung für den erfolgreichen Verlauf der Tagung, die „sicher eine der schönsten seit Beginn der Reihe war“. Gleichzeitig dankte er Frau SÜSSENBERGER für die Durchführung des Damenprogramms, „um das wir Männer sie alle beneidet haben“. Dann folgten die Schlußworte des Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes. Er brachte zum Ausdruck, daß die Aufnahme von 58 Vorträgen bei den Zuhörern wohl die Grenze der Aufnahmefähigkeit erreicht habe. Ein schwieriges Problem sei jedoch die Reduzierung der ursprünglich 135 Vortragsanmeldungen gewesen, weil sie unvermeidbare Härten und vielleicht auch Verärgerungen heraufbeschworen habe. Deshalb bäte er um Entschuldigung, wenn es zu Verstimmungen gekommen sein sollte. Die große Resonanz der Tagung habe jedenfalls bewiesen, daß die Idee von Prof. BOSSOLASCO lebe. Auch bestünde offenbar die Auffassung, diese Tagungen im Gegensatz zu den großen Fachtagungen der Meteorologen in einer fast familiären Weise abzuwickeln. Aus diesem Grund wäre auch der ganztägige Ausflug zum Bodensee ins Programm aufgenommen worden.

Eine erste Bilanz zeige, daß neben Vorträgen phänomenologischen Charakters zunehmend die Tendenz spürbar sei, das alpine Wetter- und Klimageschehen theoretisch zu durchdringen, in Modelle einzuordnen und zu quantitativen Ergebnissen zu kommen. Danach sprach Dr. SÜSSENBERGER den Dank an die Vortragenden, an die Vorsitzenden und Diskussionsredner und an alle Teilnehmer aus, die es der Organisation leicht gemacht hätten, die Tagung abzuwickeln. Er dankte auch den eigenen Mitarbeitern, die sich um die Ausrichtung der Tagung bemühten. Zum Schluß sagte er den Tagungsteilnehmern ein herzliches Lebewohl, wünschte allen Gästen einen guten Heimweg und sprach die Hoffnung auf ein Wiedersehen bei der nächsten Tagung aus.

Die XII. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie wird in Jugoslawien stattfinden, zu der Herr FURLAN im Namen des Präsidenten des jugoslawischen Wetterdienstes die Anwesenden unmittelbar nach den Schlußworten Dr. SÜSSENBERGERS einlud.

Am 27. September benutzte mancher Teilnehmer noch die Gelegenheit, an einer der Exkursionen zum Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg des Deutschen Wetterdienstes, nach Garmisch-Partenkirchen mit Besichtigung der Physikalisch-Bioklimatischen Forschungsstelle auf dem Wankgipfel oder nach Kempten zur Firma A. Ott (Fabrikation hydrometrischer Geräte und automatischer Wetterstationen) teilzunehmen.

H. FLOHN

DK 551.5

Beiträge zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge

1. Einleitung

Die Meteorologie erlebt heute — das zeigt jeder Blick in eine der großen Zeitschriften, jede internationale Zusammenkunft — einen Aufschwung wie noch nie in ihrer Geschichte. Neue Meßmethoden liefern nicht mehr nur Punktwerte, sondern gleich zweidimensionale Verteilungen: das gilt für die Mikrowellen in der Radar-Meteorologie ebenso wie für die Wolkenaufnahmen und Strahlungsmessungen der Satelliten. Die Leistungsfähigkeit der Rechenautomaten wächst in wenigen Jahren jeweils um eine Zehnerpotenz an, und immer noch gehört die Meteorologie zu den Kunden, die jeweils die höchsten Anforderungen an Rechengeschwindigkeit, Speicherkapazität und Zuverlässigkeit stellen. Nach objektiven Kriterien bessern sich Güte und Reichweite unserer Vorhersagen langsam und stetig, seit sie durch den Computer auf eine physikalisch-mathematische Grundlage gestellt werden.

Aber der stärkste Eindruck ist doch der Einblick in die großräumigen Vorgänge in der Atmosphäre. Wir sehen in den Wolkenbildern der geostationären ATS-Satelliten, in den großartigen Farbdias der Astronauten, in den automatisch verarbeiteten Aufnahmen der sonnensynchronen Wettersatelliten im sichtbaren wie im infraroten Spektralbereich die Atmosphäre als Ganzes, die Wechselwirkung zwischen tropischen und außertropischen Vorgängen, wir sehen die phänomenologische Übereinstimmung zwischen tropischen und außertropischen Zyklonen trotz aller fundamentalen Unterschiede im Aufbau, wir fühlen der Atmosphäre als Ganzes den Puls. In keiner Wissenschaft ist die internationale Zusammenarbeit enger, freundschaftlicher als in der unserigen.

Diese vorwärtsdrängende Entwicklung unseres Faches im Rahmen der Wissenschaften von der Umwelt wirkt sich aus: Größere Forschungsprojekte können unternommen werden, und wir sind nicht mehr gezwungen, vor der Größe der uns gestellten Aufgaben zu kapitulieren.

Die Hochgebirge der Erde sind bei dieser Entwicklung etwas zu kurz gekommen. Untersuchungen in dem lokalen Größenbereich (Durchmesser 1—10 km) und z. T. auch im mittleren „meso-scale" Bereich (10—100 km) treten zurück gegenüber den spektakulären großräumigen Arbeiten, aber auch (jedenfalls in der meteorologischen Grundlagenforschung) gegenüber den Arbeiten in den kleinsten Dimensionen: Mikrometeorologie, Turbulenzforschung, Wolken- und Aerosolphysik, über deren fundamentale Bedeutung kein Zweifel besteht.

Dieses Skalenproblem unserer Wissenschaft (7) ist erst bei der theoretischen Behandlung großräumiger Vorgänge in seiner ganzen Bedeutung aufgetaucht. Welche Rolle spielen die klein- und mittelräumigen Prozesse in der ganzen Hierarchie der Bewegungsvorgänge? Gibt es eine Energiekaskade, die alle Größenbereiche umfaßt von der laminaren, mm-dicken Grenzschicht bis zu der (auch hautdünnen) Erdatmosphäre, von der 99% in einer Schicht von 30 km Dicke, aber 40 000 km horizontaler Ausdehnung konzentriert sind? Die Wechselwirkung dieser Hierarchie der Vorgänge können wir kaum irgendwo besser anschaulich sehen als im Gebirge. Hier messen wir die Umsätze des Wärmehaushaltes in den untersten Zentimetern und Dezimetern der bodennächsten Luftschicht. Ihre räumlichen Unterschiede erzeugen die seichten, wenige Meter mächtigen Hangwinde von einigen Hektometern Ausdehnung. Deren Gesamtheit erzeugt die seit über 100 Jahren studierten Berg- und Talwinde, und deren Summe produziert über einem ganzen Hochgebirge eine schwache, aber wettermäßig hochwirksame thermische Zirkulation der großräumigen, tagesperiodischen Gebirgswinde, wie sie zuerst BURGER und EKHART (5) hier in den Alpen quantitativ festgestellt haben mit einer horizontalen Erstreckung von der Größenordnung 500—1000 km. All diese Vorgänge finden sich in allen Hochgebirgen der Erde wieder, variiert in erster Linie durch die Oberflächenformen sowie durch die radiativen und thermischen Eigenschaften der Schneedecke.

2. Energiehaushalt und Klima

Mit dem Strahlungs- und Wärmehaushalt erfassen wir quantitativ die physikalischen Prozesse, die zusammen mit der Advektion das Klima erzeugen. Damit wird aus der klassischen deskriptiven Klimatologie eine physikalische Wissenschaft, die jetzt auch auf Grund von Modellrechnungen (9) Aussagen zuläßt über die klimatischen Auswirkungen technischer Eingriffe, d. h. Voraussagen über ein Klima, das noch gar nicht existiert. Dieses Problem der Klimamodifikation ist in wenigen Jahren höchst aktuell geworden, und wir müssen diese Herausforderung annehmen.

Über die Änderung der Strahlungsgrößen mit der Höhe im Hochgebirge haben schon SAUBERER und DIRMHIRN (28) wertvolle Aufschlüsse gegeben. An Stelle der direkten Sonnenstrahlung trat zunächst die Globalstrahlung in den Vordergrund, heute aber eindeutig die Strahlungsbilanz (net radiation). Ihre Änderung mit der Höhe ist offenbar recht komplex. Hierbei spielt naturgemäß die Zunahme der Schneedecke (mit einer Albedo von 0.6—0.9 gegenüber 0.1—0.2 der Vegetation) nach oben eine Rolle, die die Nettostrahlung signifikant herabsetzt. Wir benötigen also dringend verläßliche Messungen der Strahlungsbilanz im Hochgebirge, besonders auch in den Hochgebirgen anderer Klimazonen.

Das gilt noch mehr für den Wärmehaushalt, im besonderen für die beiden turbulenten Ströme fühlbarer und latenter Wärme (bzw. Verdunstung) und ihr Verhältnis zueinander: die BOWEN-Ratio. Dieses Verhältnis kann außerordentlich variieren, wobei auch gar nicht selten die beiden Ströme entgegengesetztes Vorzeichen annehmen (Oasen-Effekt als Zeichen signifikanter advektiver Prozesse). Tab. 1 gibt einige aufschlußreiche Beispiele von EISENSTADT (6) aus den Hochgebirgen Russisch-Zentralasiens, von UNTERSTEINER (33) im Karakorum, von KRAUS (24) im Himalaya, von KORFF (23) auf dem äquatorialen Paramo Ecuadors. Für den Kaukasus hat SCHICHLINSKI (29) die Abhängigkeit der Ströme latenter und fühlbarer Wärme von der Höhe ermittelt, die in den verschiedenen Teilen je nach Anteil der Schneedecke ganz verschieden verläuft.

Tab. 1
Strahlungs- und Wärmehaushalt im Hochgebirge

	Höhe	Albedo	Q	U_L	L·E	U_B	Monat
Sary-Tasch, Alai-Tal	3150 m	0.17	321	178	89	54 Ly/d	September
Am Karakul-See, Pamir	3990 m	0.22	324	243	29	52	August
Koshagyl, Aksu-Tal, Pamir	3710 m	0.21	294	244	0	50	August
Fedtschenko-Gletscher, Firn	4900 m	0.66	142	−37	116	7	Juli − August
Fedtschenko-Gletscher, off. Eis	3880 m	0.36	496	−397	−41	(934)*	Juli − August
Fedtschenko-Gletscher, nahe Zunge	2900 m	0.16	374	202	95	65	Juli − August
Turkestan-Gebirge, Kum-Bel-Pass	3150 m	0.14	348	248	50	50	September
Turkestan-Gebirge, Nordhang 33°	3150 m	0.20	145	85	19	41	September
Turkestan-Gebirge, Südhang 31°	3150 m	0.15	426	304	47	75	September
Chogo Lungma Gl. (Karakorum)	4300 m	0.23	391	−41	10	434*	Juli
Paramo de Cotopaxi (Ecuador)	3570 m	0.22	201	47	154	0	Juli
Chukhung (Nepal-Himalaya)	4750 m	0.16	332	199	121	12	April

*) Ablation als Restglied

Der Strom fühlbarer Wärme — in seiner räumlichen Differenzierung — produziert primär die thermischen Zirkulationen, also die ganze Hierarchie der tagesperiodischen Windsysteme in unseren Hochgebirgen. Aber sobald diese tagesperiodischen Zirkulationen nicht nur Wolken, sondern auch Niederschlag produzieren — nur auf diesen irreversiblen Prozeß kommt es an —, dann ergibt sich eine wesentlich stärkere Wärmequelle, die die thermischen Zirkulationen auch dann noch in Gang halten kann, wenn die primären Wärmequellen längst erloschen sind (14) (15) (16).

Hier müssen wir also übergehen von der Betrachtung des Wärmehaushalts der Erdoberfläche zu derjenigen des Wärmehaushalts der Atmosphäre, zu der die Strahlungsmessungen der Satelliten heute höchst wichtige Meßdaten beitragen können. Die Strahlungsbilanz Q_{Atm} der Atmosphäre setzt sich aus verschiedenen Strahlungsströmen zusammen, ebenso wie die Wärmebilanz einer Luftsäule von verschiedenen horizontalen und vertikalen Wärmeströmen beeinflußt wird:

$$Q_{Atm} = \underbrace{S_o\,(1-a_p) - (S+H)_s\,(1-a_s)}_{\text{kurzwellig}} + \underbrace{(E-G)_s - E_o}_{\text{langwellig}}$$

$$Q_{Atm} + U_L + L\cdot P - \operatorname{div}(c_p\cdot\Theta\cdot\mathbf{v}) + \triangle W = 0.$$

Hierbei ist S_o die Sonnenstrahlung an der Obergrenze der Atmospäre, $(S+H)_s$ die Globalstrahlung und $(E-G)_s$ die effektive Ausstrahlung an der Erdoberfläche, a_p bzw. a_s die planetarische Albedo bzw. die der Erdoberfläche und E_o die Ausstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre; diese sowie a_p wird von meteorologischen Sateliten gemessen (26). Bei der Wärmebilanz ist die bei Niederschlagsbildung freiwerdende Kondensationswärme L·P schon bei mäßigen Niederschlägen (10 mm ~ 600 Ly) größer als der Strom fühlbarer Wärme U_L, jedoch dient diese Energie zunächst einmal dazu, mit $\triangle$ W die feuchtadiabatische Schichtung aufrechtzuerhalten, und nur der Überschuß steht für den advektiven Export (Divergenzterm) zur Verfügung. Wir wissen heute, daß diese Wärmequelle in den feuchttropischen Hochgebirgen mit den dort ausgelösten orographischen Niederschlägen eine ganz entscheidende Rolle auch für die tropische Zirkulation spielt; neben die klassische HADLEY-Zirkulation in meridionaler Ebene tritt neuestens die Vorstellung einer zonalen („WALKER"-)Zirkulation (1), deren Wechselwirkungen noch nicht genügend geklärt sind. Die hier auftretenden Größen des Strahlungs- und Wärmehaushaltes treten in der theoretischen Klimatologie — LETTAU (25) hat hierfür den Ausdruck „Klimatonomie" geprägt — in Form von dimensionslosen fundamentalen Parametern auf (Tab. 2).

Als Beispiel können wir auf Grund der vorliegenden Messungen des Strahlungs- und Wärmehaushalts am Boden im Pamir (6) und der Strahlungsströme an der Obergrenze der Atmosphäre vom Satelliten aus (26) eine Abschätzung des Wärmehaushalts der Atmosphäre Q_{Atm} für den Sommer über dem tibetischen Hochland vornehmen. Im Gegensatz zu dem Versuch von GUTMAN und SCHWERDTFEGER (17) über dem Altiplano, bei dem die Advektion aus nur einer aerologischen Station (also unsicher) ermittelt wurde, ergibt sich hier die Advektion unter stationären Bedingungen ($\triangle$ W = 0) als Restglied aus der Wärmebilanz (Tab. 3). Faßt man die wesentlichen Terme für die Troposphäre über Tibet (Schichtdicke 580 − 100 = 480 mb bzw. g/cm²) zusammen und rechnet sie in fiktive Temperaturänderungen um, so beträgt die Abkühlung infolge der negativen Strahlungsbilanz −1.65° C/d, die Erwärmung durch den Strom fühlbarer Wärme vom Boden und die freigewordene latente Wärme des Niederschlags +3.4° C/d, so daß der Wärmeverlust durch Advektion einer Abkühlung um −1.75° C/d entspricht. Hierbei wurde für den Niederschlag P ein Wert eingesetzt, der den Stationen Lhasa, Gyangtse, Changtu, Batang, Tatsienlu, Sining (Süd- und Ost-Tibet) entspricht (80 − 160 mm pro Monat) (10, Tab. 20); der wahre Wert liegt (vgl. Abschn. 3) sicher höher. In Bereichen starken orographischen Regens ist die Wärmebilanz noch viel stärker positiv: so fallen in den Ebenen von Assam im Gebietsmittel täglich über 15 mm Regen, am Rande des Himalaya sogar rund 25 mm,

und sie setzen rund 900 bzw. 1500 Ly/d frei, während U_L auf sehr geringe Werte zurückgeht. Im ariden Westen Tibets dürfte $L \cdot P$ auf 50—100 Ly/d absinken, soweit Leh als repräsentativ angesehen werden darf. Damit erweist sich der Term $L \cdot P$ auch großräumig für Wärmebilanz und Zirkulation der Atmosphäre von entscheidender Bedeutung, wie bereits früher angenommen wurde (8). Abb. 1 zeigt die von Tibet ausgelöste thermische Anomalie im Juli-Zonalschnitt längs 32° N. Ähnliche Abschätzungen sind heute für viele Hochgebirge möglich; ihre Rolle als atmosphärische Wärmequellen beruht hauptsächlich auf dem Term $L \cdot P$.

Tab. 2

Dimensionslose Parameter zur theoretischen Klimatologie (Klimatonomie)

Strahlung:	Oberflächen-Albedo	$a_s = \frac{R\uparrow}{S+H}$		kurzwellig
	ÅNGSTRÖM-Ratio	$Å = \frac{E\uparrow - G\downarrow}{E\uparrow}$		langwellig, $> 3\,\mu$
	Planetarische Albedo	$a_p = \frac{R_o\uparrow}{S_o\downarrow}$		kurzwellig
Wärmehaushalt:	BOWEN-Ratio	$Bo = \frac{U_L}{U_V}$		U = turbulente Wärmeströme
	BUDYKO-Ratio	$Bu = \frac{Q}{L \cdot P}$		Aridităts-Index
Wasserhaushalt:	Abflußverhältnis	$RR = \frac{N}{P}$		N = Abfluß, P = Niederschlag
Dynamik:	Oberflächen-ROSSBY-Zahl	$Ro_s = \frac{v}{z_o f}$		z_o = Rauhigkeitshöhe $f = 2\,\Omega \sin \varphi$
	Thermische ROSSBY-Zahl	$Ro_T = \frac{v_{xt}}{r\,\Omega}$		v_{xt} = thermischer Wind, zonal r = Erdradius

Tab. 3

Wärmehaushalt der Atmosphäre über Tibet, Juli

Strahlungshaushalt	Erdoberfläche:	Q_s	= 320 Ly/d (EISENSTADT)
	Obergrenze Atmosphäre:	S_o	= 990 Ly/d, a_p = 0.32 (RASCHKE)
		$S_o (1-a_p)$	= 675 Ly/d
		E_o	= 545 Ly/d (RASCHKE)
		Q_o	= 675—545 = 130 Ly/d
	Atmosphäre:	Q_{atm}	= $Q_o - Q_s$ = 130 − 320 = − 190 Ly/d
Wärmehaushalt	Strom fühlbarer Wärme:	U_L	= 150 Ly/d (arid 250 Ly/d, humid 50 Ly/d)
	Niederschläge:	P	= 120 mm/Monat = 4 mm/d
		$L \cdot P$	= 240 Ly/d
	Wärmespeicherung:	$\triangle W$	= 0
	Wärme-Export:	div ($c_p Tv$)	= 150 + 240 − 190 = 200 Ly/d

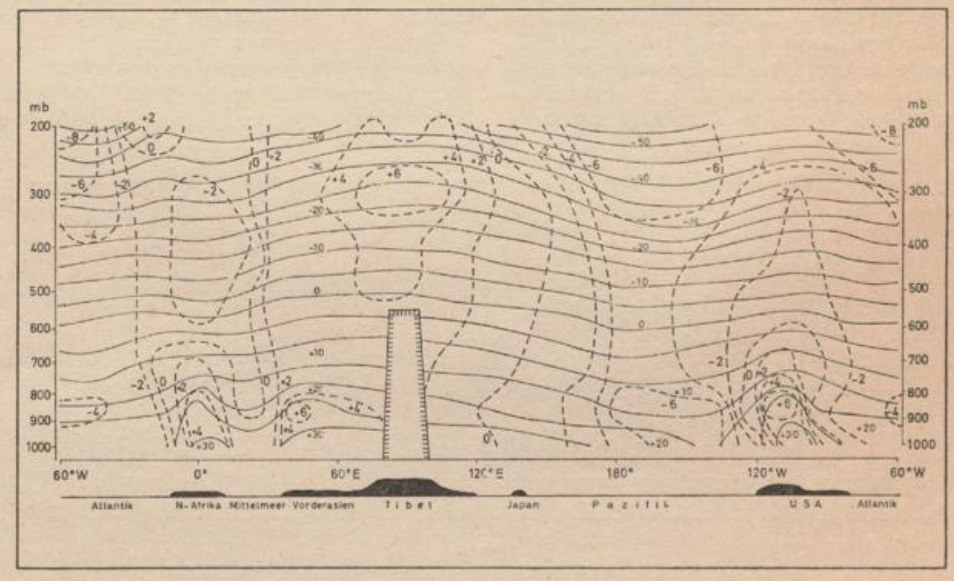


Abb. 1
Zonalschnitt der Temperatur (°C) längs 32° N, Juli.
Gestrichelt: Abweichung vom Breitenkreismittel.

3. Vertikale Verteilung der Niederschläge

In den Alpen belegen — nach manchem Irrtum im 19. Jahrhundert — alle einwandfrei aufgestellten Niederschlags-Stationen eine Zunahme der Niederschlagsmenge bis in Höhen von 3000—3500 m; darüber existieren kaum noch repräsentative Stationen. Das ist an sich ein höchst merkwürdiger Befund, anscheinend unvereinbar mit der Tatsache, daß der absolute Wasserdampfgehalt der Atmosphäre in 3000 m nur mehr etwa $^1/_3$ von dem im Meeresniveau beträgt. Er wird aber durch viele ähnliche, weniger gut belegte Befunde bestätigt aus anderen Hochgebirgen in mittleren und subtropischen Breiten. Auch im Hindukusch 12), im Pamir und im NW-Himalaya (13) zeigen Kammstationen in 3200—4200 m noch eine eindeutige Zunahme gegenüber den tieferen Lagen an. Das gilt aber nicht mehr für die Tropen, insbesondere die Äquatorialregion bis etwa 10° Breite. Hier ist nach WEISCHET (35) überall — vielleicht mit Ausnahme kontinentaler Hochländer — eine Zone maximalen Niederschlags in 1000—1400 m Höhe eindeutig

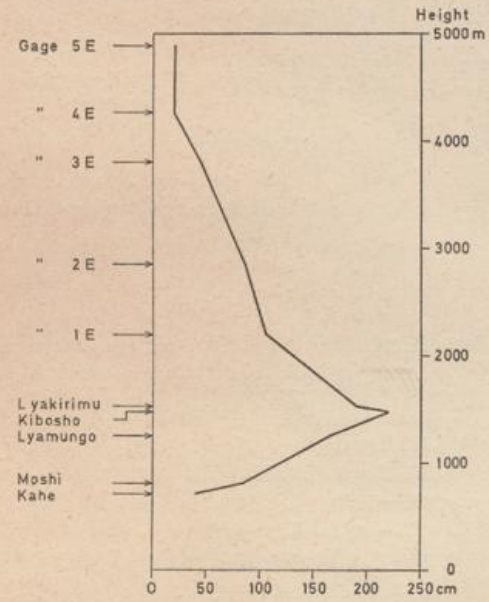


Abb. 2
Mittlere jährliche Regenmenge 1959—67, SE-Hang des Kilimandjaro (3° S).

nachweisbar: in Java, Sumatra, Ceylon, Westafrika, Mittelamerika und den tropischen Anden. Ein schönes Beispiel vom Kilimandjaro (Abb. 2) bestätigt das. WEISCHET unterscheidet einen tropisch-konvektiven Typ von einem außertropisch-advektiven Typ. Bei rein konvektivem Vertikalaustausch sollte das Niederschlagsmaximum dort liegen, wo die aus der Wolke fallenden Tröpfchen zu verdunsten beginnen, d. h. an der Wolkenbasis, die in den inneren Tropen in Küstennähe bei 400 bis 700 m, im Innern bei 600—1000 m liegt. Da bei orographischem Regen Aufwinde von 1—3 m/s die Fallgeschwindigkeit verringern — in den Cb-Zellen transportieren Aufwinde von der Größenordnung ~ 10 m/s sogar die Tropfen aufwärts —, ist es verständlich, wenn die Zone maximalen Regens einige Hektometer über der Wolkenbasis liegt. Im Bereich der Passatinversion — wie am Kilimandjaro — sind die Hochlagen oberhalb 2000 m schon arid, selbst im Bereich der ITC mit ihren Cb-Clusters sinkt die Regenmenge in Hochlagen über 3000 m doch auf Werte um 1 m/a ab (Mt. Kenya, Kamerunberg), d. h. auf 10—30% der Menge in der Maximalzone.

Warum aber nehmen die Niederschläge in unseren Breiten mit der Höhe zu? Die Antwort liegt m. E. hauptsächlich darin, daß die orographisch erzwungene Aufwärtsbewegung sich umso stärker auswirkt, je mehr der Wind **v** mit der Höhe zunimmt. Dabei hängt die Niederschlagsmenge längs eines Gebirgsprofils ab von der Gesamtmenge Wasserdampf, die während des Transportes pro Zeiteinheit kondensiert, d. h. ist also proportional zu der vertikalen Windkomponente w und zu

$$\iint_{p\,t} \mathbf{v}q \; dp \; dt.$$

Diese Hypothese hat HAVLIK (18) nachgeprüft und gefunden, daß in den Alpen wenigstens bei ausgeprägten Schlechtwetterlagen dieser Wasserdampftransport bis 700 mb zunimmt, d. h. daß die Abnahme der spezifischen Feuchte q durch die Zunahme des Windes mit der Höhe überkompensiert wird. Das ist in Japan sogar im Mittel der Fall. In den Tropen nimmt dagegen der Wind oberhalb des Reibungsniveaus (rund 1000 m Höhe) nicht zu, sondern ab. Hier setzt sich also die Abnahme des H_2O-Gehaltes mit der Höhe verstärkt durch. Ein dynamisches Modell orographischen Regenfalls hat SARKER (27) für den Steilrand der West Ghats in Indien abgeleitet. Eine Anwendung auf die Hochgebirge unter verschiedenen Klimabedingungen steht noch aus.

4. Tagesperiodische Zirkulation

Über die thermischen Zirkulationen im lokalen und im kleinräumigen Klimabereich ist immer wieder einiges Neue zu sagen. Hierzu zählen die sehr detaillierten lokal-klimatischen Beobachtungen im Dischmatal bei Davos (34), die u. a. gezeigt haben, daß hier in einem kleinen Tal der Übergang zwischen Nacht- und Tagzirkulation sehr rasch vor sich geht. Daß diese Zirkulationen je nach horizontaler und vertikaler Erstreckung, Exposition und Hangneigung, Geometrie der Strahlungsströme (19) und Vegetation sehr verschiedenartige

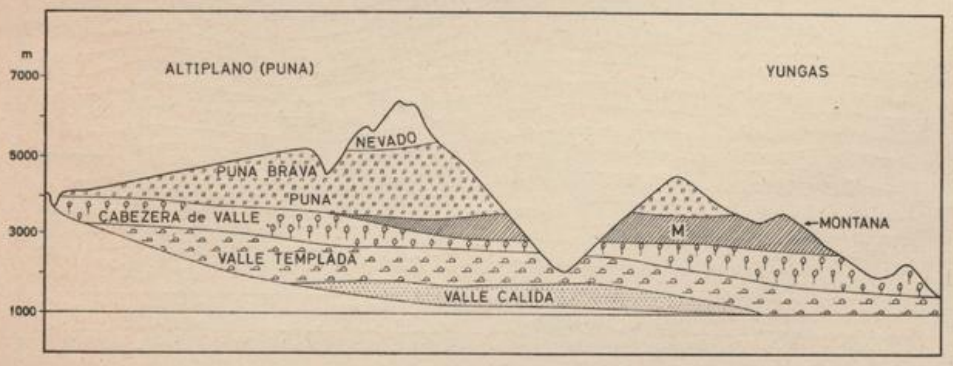


Abb. 3
Vegetationsprofil längs des Rio de la Paz (Bolivien, 16° S), vereinfacht nach TROLL 1952. Puna = feuchtes Höhengrasland, Montana = Nebelwald, Cabezera della Valle = kühltemperierte Gebüschformation, Valle templada = warmgemäßigte Dornstrauchsavanne, Valle calida = trocken-heiße Zone, z. T. Wüste.

Formen annehmen können, wird sofort klar, wenn wir uns die komplizierte räumliche Verteilung der Globalstrahlung klar machen — Beispiele für das Dischmatal (32) und die Baye de Montreux (21) liegen vor —, während über die räumlichen Unterschiede der effektiven Ausstrahlung und der Strahlungsbilanz Q leider viel weniger bekannt ist. Da aber der Strom fühlbarer Wärme (U_L), der primär die thermischen Zirkulationen erzeugt, eindeutig von Q abhängt, müssen wir gerade für das hierarchische System Hangwinde — Berg- und Talwinde mit sehr großen lokalen Unterschieden rechnen. Die steilwandigen, engen, dicht bewaldeten Täler am Mt. Rainier (4) entwickeln andere Systeme wie das breite, überwiegend offene Inntal bei Innsbruck, wo die klassischen Untersuchungen der Schule von A. WAGNER ausgeführt wurden. Das schöne Rechenmodell von BÜTTNER/THYER (4) wurde bereits im Initialstadium abgebrochen, bestätigte aber unser empirisches Wissen.

Die Bedeutung dieser thermischen Zirkulationen in den Hochgebirgstälern für Niederschlag und Vegetation hat TROLL schon wiederholt aufgezeigt (31) (Abb. 3). Beispiele für diesen Zusammenhang existieren in vielen tropischen und subtropischen Hochgebirgen. Auch in den Alpen ist, besonders in großen Längstälern und deren Verzweigungen, ein ähnlicher, wenn auch weniger markanter Zusammenhang deutlich. Daß hierbei die Wirkung der nächtlichen, absteigenden Zirkulation so völlig unterdrückt wird von der aufsteigenden Zirkulation in den Tagesstunden — Niederschläge am Hang, Trockenheit auf der Talsohle —, ist jedenfalls qualitativ verständlich, wenn man die räumlichen Unterschiede der Strahlungsbilanz und des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme tags und nachts sowie die tagesperiodischen Änderungen der thermischen Stabilität heranzieht. Hier wäre allerdings eine Modellrechnung sehr erwünscht. Das einzige bisher bekannte Beispiel einer klimatischen Wirkung der Nachtzirkulation im Gebirge stammt aus dem Cauca-Graben Kolumbiens. In den großen Grabensenken der Anden Kolumbiens entwikkeln sich tagesperiodisch wechselnde Windsysteme, die zu einer Konzentration der Nachtregen auf der Grabensohle (relative Höhe unter 500 m), der Nachmittagsregen in den oberen Hanglagen (besonders oberhalb

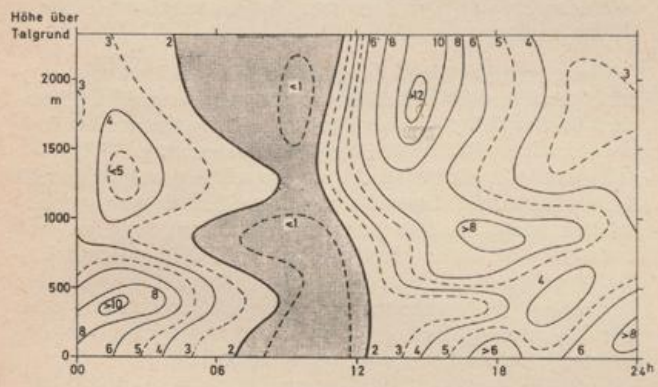


Abb. 4
Tagesgang der Regenmenge (in % des Mittelwertes), Ostseite des Cauca-Grabens (Kolumbien, 5° N), Daten nach TROJER 1959.

1500 m) führen; Abb. 4 zeigt die relative Verteilung der Niederschläge auf die Tageszeiten (11). Offenbar sind hier zwei Vorbedingungen gegeben, die sonst meist fehlen: einmal die ständig schwach feuchtlabile Schichtung der äquatorialen Atmosphäre (mit der auch nachts freiwerdenden latenten Energie), dann aber eine genügend breite Dimensionierung der Grabensohle, die die Entwicklung von Cb-Systemen (Durchmesser ca. 10—20 km) als Folge der bodennahen nächtlichen Windkonvergenz erlaubt. Auf zwei größeren Seen sind Regenmaxima als Folge der Konvergenz der nächtlichen Landwinde nachgewiesen: am Victoria-See (15) und am Titicaca-See (22).

Die Rolle der tagesperiodischen Zirkulationen — einschließlich der großräumigen Gebirgswinde (Abschn. 5) — für die räumliche Niederschlagsverteilung in den Tropen ist kaum zu überschätzen. Ihre Konvergenzen und Divergenzen untereinander und mit den großräumigen Windsystemen sind Ursache vieler lokaler und regionaler Anomalien. Da vielfach in den wenig besiedelten Hochgebirgen die Beobachtungsstationen allein in den Tälern liegen, führt der von TROLL entdeckte Effekt zu einer verbreiteten Unterschätzung der Gebietsmittel der Niederschläge. Das drastischste Beispiel hierfür ist der Karakorum: die 5 existierenden Klimastationen liegen sämtlich in den wüstenhaften großen Tälern mit Jahresmengen zwischen 8 und 16 cm/a. Die Riesengletscher dagegen fordern gewaltige Winterschneemengen zur Ernährung, die von glaziologischer Seite auf 3, 6, ja 8 m Wasserwert (30) pro Jahr geschätzt wurde; aus den Abflußmengen der Flüsse ergaben sich (12) Gebietsmittel von 90—150 cm pro Jahr, d. h. Werte von mindestens 2—3 m in den Hochlagen. Im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade werden jetzt Abflußdaten verfügbar, die zeigen, daß in vielen Hochgebirgen wegen dieses „TROLL-Effektes" die Niederschlagswerte bisher erheblich unterschätzt wurden.

5. Großräumige Gebirgswinde

Die überlagerte großräumige Zirkulation der Gebirgswinde ist zwar schwach (horizontal in der Größenordnung 0.1—1 m/s, vertikal cm/s), kann aber die räumliche Verteilung von Bewölkung und Niederschlag sehr wirksam beeinflussen. In den Alpen ist das offenbar nur ausnahmsweise der Fall; die Arbeit von BURGER und EKHART (5) verdient eine Wiederholung mit dem heute viel besseren Material der RAWIN-Stationen. In den Rocky Mts. haben BLEEKER und ANDRE (2) den Zusammenhang der nächtlichen Divergenz über dem Gebirge mit der Zone von Nachtgewittern in den Prärieстaaten aufgezeigt; tagsüber korrespondiert im Sommer die Konvektionszone über den Gebirgen gut mit den wolkenfreien Divergenzzonen auf beiden Seiten, besonders deutlich auf der Ostseite, wenn auch die Cirrusfahnen der Cb-Türme mit der Strahlströmung weit nach Osten verfrachtet werden. Eine ebenfalls wolkenfreie Divergenzzone im Bereich einer 8 km hochreichenden E-Strömung habe ich eindrucksvoll über 400 km weg an der Ostseite der Anden Venezuelas beobachtet, während schon um 10^h eine Kette vollentwickelter Cb-Massive über dem 4000—5000 m hohen Kamm stand. Serien von Satellitenbildern vom Himalaja bestätigen diese wolkenfreie Randzone, dort sogar während des Sommermonsuns, jedenfalls für im Mittel etwa 60% der Längserstreckung, während die restlichen 40% auf die Wolkenfelder der Monsunstörungen entfielen (10). Über dem Hochland von Tibet — rund $2 \cdot 10^6$ km², mit den randlichen Hochgebirgen des Himalaya, Karakorum, Hindukusch und Kuenlun im Mittel 4500 m hoch, — ist die großräumige Gebirgswind-Zirkulation besonders gut entwickelt. Sowohl die untere Konvergenz wie die obere Divergenz des Tages-Systems ließ sich mittels Differenzvektoren für 18—06 Uhr Lokalzeit nachweisen. Es ergab sich eine mittlere Vertikalbewegung von 1.4 cm/s in dem als divergenzfrei angenommenen 500 mb-Niveau (10) (14). Nur am Rande sei erwähnt, daß die unhaltbare HANN-SAIGEY'sche Vorstellung von tagesperiodisch hin und her pendelnden Luftmassen — mit dem Begriff der Ausgleichswinde — aus der Literatur verschwinden sollte. Es handelt sich auch hier um eine echt thermische Zirkulation im Sinne des Zirkulationstheorems von V. BJERKNES, die den planetarischen Windsystemen überlagert ist.

In diesem Zusammenhang muß auch die Existenz großräumiger hangparalleler Windsysteme — z. B. am Westhang der Anden in Peru sowie in den Great Plains

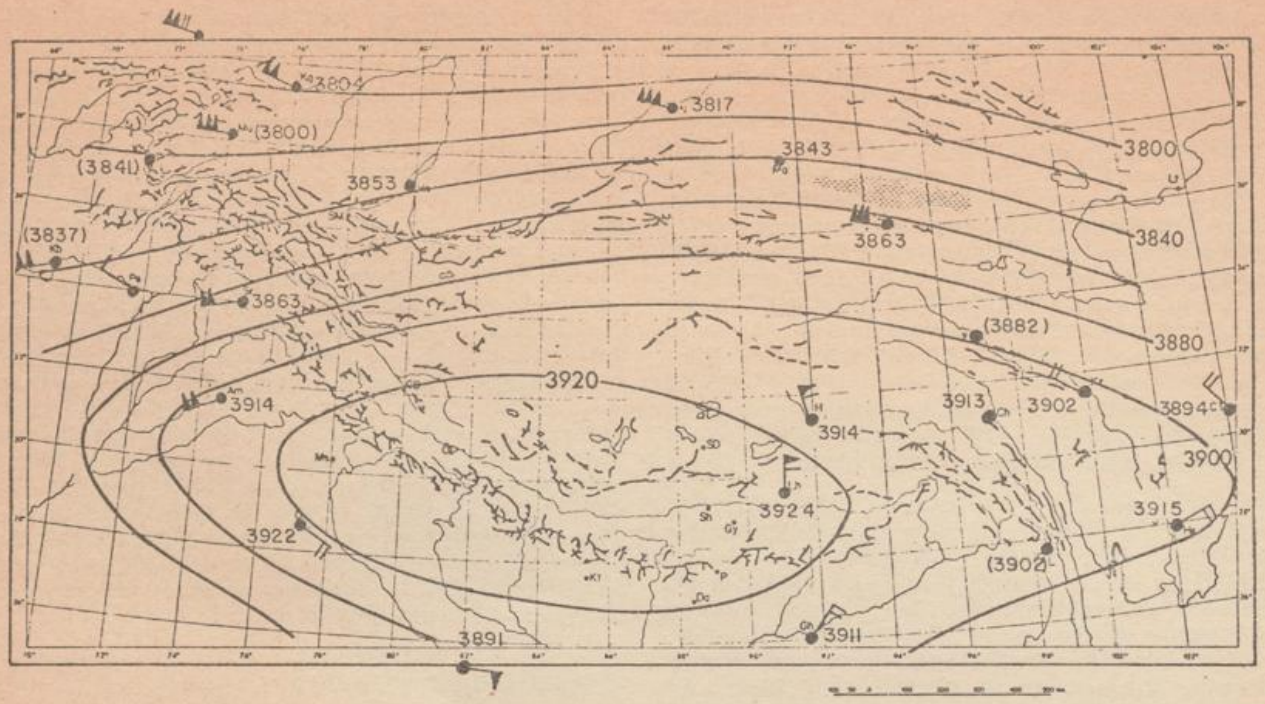


Abb. 5
Relative Topographie der Schicht 300/500 mb mit thermischem Wind, Tibet, Juli — August. Skala rechts unten: Mächtigkeit in geopot. m und Mitteltemperatur (tropische Standard-Atmosphäre —19° C).

der USA — erwähnt werden, die in der Bodenreibungsschicht als sehr beständige, „geotriptische" Winde auftreten (25). Bei ihnen stellt sich ein Gleichgewicht zwischen dem thermisch bedingten Druckgefälle senkrecht zur Hangneigung, der Bodenreibung und der Coriolisbeschleunigung ein. LETTAUS "thermo-tidal theory" verdient zweifellos eine Nachprüfung an anderen, geeigneten Beispielen; er hat sie selbst auf Inlandeis-Dome vom Typ des Grönlandeises angewandt, wo sie eine zyklonale Gradientströmung um den kalten Kern liefern.

Eine detaillierte Untersuchung ergab für das tibetische Hochland, daß auch im Tagesmittel (aus den 06^h- und 18^h-Terminen) eine ganztägige thermische Zirkulation existiert (10, Tab. 14, 23), deren unterer Ast in 700 mb eine zu beiden Terminen einströmende Komponente von gleichfalls 120 cm/s besitzt. In Übereinstimmung damit werden die lokalen nächtlichen Bergwinde zum Frühtermin an zahlreichen Stationen im Norden und Süden entweder völlig unterdrückt (10, Abb. 5) oder in geringer Höhe überweht von einer ständig aufwärts gerichteten Strömung (13, Abb. 2). Das ist meines Wissens ein einmaliger Befund: eine ganztägig konstante, jahreszeitliche thermische Zirkulation mit einem horizontalen Durchmesser von 1000 × 2000 km. Woher stammt die Energie zur Aufrechterhaltung dieser Zirkulation auch in den Nachtstunden, wo sich das Gebirge eigentlich gegenüber der freien Atmosphäre abkühlen sollte? Die Hauptquelle ist offenbar die latente Energie des aus den Cb-Türmen fallenden Niederschlages ($L \cdot P$). Überall in den Tropen hält diese orographisch ausgelöste Cb-Konvektion bis in die späten Abendstunden an. Das nachmittägliche Regenmaximum verspätet sich bis $18-22^h$.

In Südost-Tibet läßt sich an vielen Stationen nachweisen, daß die Schauertätigkeit die ganze Nacht hindurch andauert und nur vormittags — wie in den Anden (Abb. 4)! — ein Minimum aufweist (10, Tab. 3 und 4). Hier bleibt also die Wärmequelle der freigesetzten Kondensationswärme in der oberen Troposphäre die ganze Nacht über erhalten, so daß die von den Strömen fühlbarer Wärme ausgelösten, lokalen Nachtzirkulationen entweder ganz überwältigt oder auf seichte, bodennahe Schichten beschränkt werden. Die Wärmezone der oberen Troposphäre über Südtibet wird belegt durch eine sorgfältig korrigierte Karte der relativen Topographie der Schicht 300/500 mb mit den direkt beobachteten thermischen Winden (Abb. 5). Diese Scherwinde bleiben in ihrer Richtung zwischen 06^h und 18^h Ortszeit praktisch unverändert (10, Tab. 15) und belegen so die Konstanz des Wärmegebiets zwischen 06^h (Nacht-Zirkulation) und 18^h (Tages-Zirkulation) Ortszeit. Die wenigen Infrarot-Aufnahmen der Satelliten, die ich einsehen konnte, belegen im SE das Anhalten der Cb-Konvektion bis gegen Mitternacht.

Diese orographisch ausgelöste Konvektion hat anscheinend überall ein Minimum in den Vormittagsstunden. Leider fallen die regelmäßigen Aufnahmen der sonnen-synchronen ESSA-Wettersatelliten um 09^h Ortszeit gerade in dieses Minimum, so daß die orographische Konvektion auf dieser Grundlage heute gern unterschätzt wird. Es läßt sich wahrscheinlich machen, daß etwa 30—40% der „heißen Türme", der großen Cb-Gruppen (clusters), die in der tropischen Zirkulation den vertikalen Wärmetransport übernehmen, mehr oder minder orographisch „fixiert" durch diese tagesperiodischen Zirkulationen ausgelöst werden (14).

6. Schlußbetrachtungen

Jede vergleichende Betrachtung zeigt, daß in den tropischen und subtropischen Hochgebirgen die lokalen thermischen Zirkulationen im Prinzip ähnlich, aber viel stärker und dominierender ausgebildet sind als in unseren Alpen. In diesen Breiten wirkt sich auch das überlagerte System der Gebirgswinde wetter- und klimabestimmend aus. Im Falle von Tibet überwältigt es sogar die Zirkulationen einer niedrigeren Skala. Die Verteilung von Wolken und Niederschlag ist mehr oder weniger eng gekoppelt mit dieser Hierarchie tagesperiodischer Windsysteme verschiedener Skalen. Das Zirkulationstheorem von V. BJERKNES zeigt sich hier unmittelbar und anschaulich in seiner Wirkung.

Die ausschlaggebende Rolle des Reliefs — auch für die thermisch betriebenen Zirkulationen — bietet für die Formulierung mathematischer Zirkulationsmodelle im lokalen und regionalen Größenbereich bis jetzt noch große Schwierigkeiten. Innerhalb der großräumigen Skala kam KASAHARA (20) für das NCAR-Modell zu dem Schluß, daß der rein dynamische Effekt der Hochgebirge, wie ihn z. B. BOLIN (3) mittels der potentiellen Vorticity formuliert hatte, höchstens untergeordnet wirksam sei. Schaltet man den mechanischen Einfluß der großen Hochgebirge aus, dann ist der thermische Effekt der Land-Meer-Verteilung ausschlaggebend (20). Unsere empirischen Betrachtungen zeigen, daß der Effekt der Hochgebirge im Rahmen der atmosphärischen Zirkulation offenbar doch (8) primär ein thermischer ist. Die Simulation dieses Effektes ist in weit fortgeschrittenen, realistischen Modellen möglich, indem man entweder (in einer trockenen Atmosphäre) fiktive Wärmequellen über den Gebirgen einbaut oder den hydrologischen Zyklus unter Berücksichtigung der Orographie voll einbezieht.

Vom Gesichtspunkt des Wärmehaushaltes der Atmosphäre her — der heute mit Hilfe der Strahlungsmessungen vom Satelliten aus (26) zuverlässig abgeschätzt werden kann — ergibt sich die entscheidende Rolle der Hochgebirge offenbar in dem Freisetzen latenter Wärme durch orographisch erzwungenen Niederschlag. Wegen der relativ langsamen Wirkung der Strahlungsprozesse wirken sich Gebietsniederschläge der Größenordnung 1—2 cm/d als effektive Wärmequellen in der freien Atmosphäre aus. Die hier freigesetzten Wärmemenge spielen nicht nur lokal eine Rolle — in Form einer antizyklonalen Auslenkung der Höhenströmung — sondern stehen vielfach auch noch zum advektiven Export zur Verfügung. Das gilt auch im Winter in subarktischen Breiten, wo Norwegen, Alaska und Grönland erhebliche orographische Niederschläge produzieren.

Unsere Betrachtung beschränkt sich bewußt auf die groß- und mittelräumigen Vorgänge; auf die mikroklimatischen und ihre — durch die Strahlungsgeometrie hervorgerufenen — Variationen mit der Breite kann ich leider nicht eingehen. Wenn man auch die direkte Bestrahlung der Hänge in Abhängigkeit von Breite und Azimut (19) ohne prinzipielle Schwierigkeit ableiten kann, ist dies für die diffuse Himmelsstrahlung, erst recht aber für die langwelligen Strahlungsströme viel komplizierter, aber keinesfalls unmöglich. Zweifellos gehört die Untersuchung der lokalen Variationen der Strahlungsbilanz im Gebirge (6, 29) zu den wichtigsten Aufgaben einer theoretischen Klimatologie.

Literatur

(1) BJERKNES, J.: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Monthly Weather Rev. 97 (1969) S. 163—172.

(2) BLEEKER, W. and ANDRE, M. J.: On the diurnal variation of precipitation, particularly over central U.S.A., and its relation to large-scale orographic circulation systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 77 (1951) S. 260—271.

(3) BOLIN, B.: On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies. Tellus 2 (1950) S. 184—195.

(4) BUETTNER, K. J. K. and THYER, N.: Valley winds in the Mount Rainier area. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 14 (1966) S. 125—147; a.a.O. A 15 (1966) S. 318—347.

(5) BURGER, A. and EKHART, E.: Über die tägliche Zirkulation im Bereich der Alpen. Gerl.Beitr.Geophys. 49 (1937) S. 341—367.

(6) EISENSTADT, B.: Untersuchungen über den Wärmehaushalt Zentralasiens. In: BUDYKO, M. I.: Gegenwartsprobleme der Klimatologie (russ.). Leningrad 1966, S. 87—129.

(7) FLOHN, H.: Grundsätzliche Probleme der Wettervorhersage. Meteor. Abh. Freie Univ. Berlin, II, H. 3 (1954) S. 189—198.

(8) FLOHN, H.: Zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge. Arch. Meteor. Geoph. Biokl. B 6 (1955) S. 193—206.

(9) FLOHN, H.: Probleme der theoretischen Meteorologie. Naturw. Rdsch. 18 (1965) S. 385—392.

(10) FLOHN, H.: Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. Colorado State Univ. Fort Collins, Atmos.Sci.Pap. 130 (1968). 120 S.

(11) FLOHN, H.: Ein Klimaprofil durch die Sierra Nevada de Merida (Venezuela). Wetter und Leben 20 (1968) S. 181—191.

(12) FLOHN, H.: Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukuschs und der benachbarten Hochgebirge. Erdk. 23 (1969) S. 205—215.

(13) FLOHN, H.: Beiträge zur Meteorologie des Himalaya. In HELLMICH, W. (Hrsg.): Khumbu Himal 7, Lfg. 2 (1970) S. 25—45.

(14) FLOHN, H.: Climatic effects of local circulations in tropical and subtropical latitudes. Proc. Symp. Trop. Meteor. Honolulu, Hawaii (1970) J VI.

(15) FLOHN, H. u. FRAEDRICH, K.: Tagesperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Victoria-See (Ostafrika). Meteor. Rdsch. 19 (1966) S. 157—165.

(16) FRAEDRICH, K.: Das Land- und Seewindsystem des Victoria-Sees nach aerologischen Daten. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A 17 (1968) S. 186—206.

(17) GUTMAN, G. J. and SCHWERDTFEGER, W.: The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes in the summer. Meteor. Rdsch. 18 (1965) S. 69—75.

(18) HAVLIK, D.: Die Höhenstufe maximaler Niederschlagssummen in den Westalpen. Freiburger Geogr. H. 7 (1968). 76 S.

(19) HEYNE, H.: Diagramme zur Bestimmung der extraterrestrischen Hangbestrahlung. Mitt. Inst. Geophys. Meteor. Univ. Köln, H. 10 (1969).

(20) KASAHARA, A.: The influence of orography on the global circulation patterns of the atmosphere. Colorado State Univ. Fort Collins, Atmos. Sci. Pap. 122 (1967) S. 193—221.

(21) KASSER, P., SCHRAM, K., THAMS, J. C.: Die Strahlungsverhältnisse im Gebiet der Baye de Montreux. Veröff. Schweiz. Meteor. Zentr. Anst. 17 (1970). 46 S.

(22) KESSLER, A., MONHEIM, F.: Der Wasserhaushalt des Titicacasees nach neueren Meßergebnissen. Erdk. 22 (1968) S. 275—283.

(23) KORFF, H. C.: Messungen zum Wärmehaushalt in den äquatorialen Anden. Ann. Meteor. N. F. Nr. 5 (1971). S. . . .

(24) KRAUS, H.: Der Tagesgang des Energiehaushaltes in einem Hochgebirgstal. Ann. Meteor. N. F. Nr. 5 (1971) S. . . . ; vgl. Khumbu-Himal 7, Lfg. 2, S. 61—134.

(25) LETTAU, H. H.: Small to large-scale features of boundary layer structure over mountain slopes. Colorado State Univ. Fort Collins, Atmos. Sci. Pap. 122 (1967) S. 1—74.

(26) RASCHKE, E. and BANDEEN, W. R.: The radiation balance of the planet Earth from radiation measurements of the satellite Nimbus II. J. appl. Meteor. 9 (1970) S. 215—238.

(27) SARKER, R. P.: A dynamical model of orographic rainfall. Monthly Weather Rev. 94 (1966) S. 555 bis 572; vgl. 95 (1967) S. 673—684.

(28) SAUBERER, F. u. DIRMHIRN, I.: Das Strahlungsklima. In Klimatographie von Österreich. Österr. Akad. Wiss. Denkschr. Gesamtakad. 3, 1. Lfg. (1958) S. 13—102.

(29) SCHICHLINSKI, E. M.: Über den Wärmehaushalt de Kaukasus. In: BUDYKO, M. I.: Gegenwartsprobleme der Klimatologie (russ.) Leningrad 1966, S. 130—146.

(30) SCHNEIDER, H. J.: Minapin — Gletscher und Mensch im NW-Karakorum. Z. Ges. Erdk. Berlin 100 (1969) S. 266—286.

(31) TROLL, C.: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. Bonner Geogr. Abh. 9 (1951) S. 124—182.

(32) TURNER, H.: Die globale Hangbestrahlung als Standortsfaktor bei Aufforstungen in der subalpinen Stufe. Schweiz. Z. f. Forstwesen 4/5 (1968) S. 335—352.

(33) UNTERSTEINER, N.: Glazial-meteorologische Untersuchungen im Karakorum I, II. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 8 (1958) S. 1—30; 137—171.

(34) URFER-HENNEBERGER, Ch.: Neuere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpental (Dischmatal bei Davos). Arch. Meteor. Geoph. Biokl. B 18 1970) S. 21—42.

(35) WEISCHET, W.: Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen. Z. Ges. Erdk. Berlin 100 (1969) S. 287—306.

Diskussionsbemerkungen

F. LAUSCHER: Ein Beitrag zur BURGER-EKHART-Zirkulation ließ sich auch aus dem Tagesgang der Luftdrucke des Dreiecks von Bergstationen Zugspitze-Hochkönig-Sonnblick liefern. — Bei ausgeprägten Schlechtwetterlagen im Alpengebiet gibt es ein Mitternachts-Maximum der Niederschläge. — Die Ortschaften der Alpen wurden instinktiv nicht an Stellen gehäuft exzessiver Niederschläge gelegt. Die Niederschlagsmeßstationen befinden sich aber überwiegend in den Orten. Bei Zeichnung von Isohyeten und Bildung von Gebietssummen des Niederschlags muß man dies beachten. Besonders auffallend ist dies in Norwegen, wo viele Flüsse viel mehr Wasser bringen als die Niederschlagswerte andeuten. Der Index $q \cdot v$ als Begründungshilfe für die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe in den Alpen ist vielleicht zu einfach. Es kommt mehr auf die Vertikalbewegungen an ("initial lift" an den Hängen und Gipfeln). Auch sind die Gebirgszüge oft temporäre Luftmassengrenzen. Das v von der einen Seite löst das q auf der anderen Seite aus.

H. STEINHÄUSSER: 1) Als ein Arbeitsgebiet, auf dem aus dem anfallenden Beobachtungsmaterial mit Computern weitreichende wissenschaftliche Kenntnisse gewonnen werden können, möchte ich die Aufstellung von Wasserbilanzen als hydrometeorologische Aufgabe erwähnen. Der Aussagewert dieser Bilanzen litt bisher häufig unter einem Mangel an langjährigen exakten Abflußreihen. Es fehlte aber bisher auch an exakten Mittelwerten des Gebietsniederschlages von Einzugsgebieten, zu deren Ermittlung ein dichtes Netz mit homogenen Beobachtungen benötigt wird. Die im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade eingetretene Bereicherung der Beobachtungsergebnisse kann die Genauigkeit der Wasserbilanzen vergrößern. Exaktere Mittelwerte des Gebietsniederschlages waren auch zu Untersuchungen über Niederschlagsschwankungen über Gebieten eine wertvolle Grundlage. 2) Zu den Ausführungen über Niederschlagszunahme mit der Seehöhe möchte ich anfragen, ob auch der Fallstreifen-Effekt, also die Abnahme der Niederschlagsmengen und -häufigkeit durch Verdunsten fallenden Niederschlages an dieser Erscheinung mit beteiligt ist, wie F. ROSSMANN dies behauptete.

H. FLOHN erwiderte zum Punkt 2) der Diskussionsbemerkung von H. STEINHÄUSSER, daß diese Abtrocknung eintritt; ihre Auswirkung kann in den Alpen höchstens etwa 20% der Niederschlagszunahme mit der Höhe ausmachen.

H. REUTER

DK 551.515.11

Einfluß der Alpen auf zyklogenetische Prozesse

Zusammenfassung

Mit Hilfe einer speziellen Form der Vorticitygleichung (als Kontinuitätsgleichung für die relative Vorticity mit Quell- und Senk-Funktionen) und durch Anwendung einer geeigneten Scale-Analyse wird es möglich, Vorticity-Änderungen durch Terme zu beschreiben, die als dimensionslose Parameter ROSSBY- und RICHARDSON-Zahlen enthalten. Da Ro und Ri von der horizontalen bzw. vertikalen Windscherung abhängen, sind entsprechende Modifikationen durch orographische Einflüsse zu erwarten. Änderungen von Ro und Ri führen aber nach der Theorie zu entsprechenden Vorticity-Änderungen und schließlich unter Umständen zu zyklonalen Entwicklungen. Die Theorie wird an Hand einer synoptischen Wetterlage, die die Entstehung einer Genua-Zyklone zeigt, überprüft.

Abstract

Using a special form of the vorticity equation (continuity equation for the relative vorticity) and applying an appropriate scale analysis it is possible to describe the process of vorticity changes by terms containing Rossby and Richardson numbers as dimensionless parameters. Since Ro and Ri depend on the horizontal and vertical wind shear respectively it is obvious that changes of Ro and Ri may occur on account of orographic influence. According to the theory this involves appropriate vorticity changes and therefore under circumstances cyclogenetic development. The theory is verified by application to a synoptic case showing the formation of a Genoa cyclone.

1. Einleitung

Die synoptische Erfahrung hat schon frühzeitig gezeigt, daß die Alpen einen Einfluß auf zyklogenetische Vorgänge ausüben. Die Entstehung von Zyklonen im westlichen Mittelmeer, vornehmlich im Raum zwischen dem Löwengolf und dem von Genua, wurde in direkten Zusammenhang mit den Modifikationen gebracht, die die Alpen auf das Strom- und Temperaturfeld ausüben. Dabei wurde bald erkannt, daß offenbar eine primäre Ursache für die Zyklogenese ein Vorstoß von Kaltluft aus Norden ist, der über Frankreich hinweg ziemlich ungehindert in das westliche Mittelmeer erfolgen kann, während die Kaltluft weiter östlich vorübergehend durch das Gebirge aufgehalten wird. Die Folge dieses Geschehens ist dann eine Drehung des ursprünglichen meridionalen Temperaturgefälles in ein mehr oder weniger zonales, wobei sich die schärfsten Temperaturgegensätze zwischen Südfrankreich und Oberitalien ausbilden. Im Anfangsstadium der Entwicklung der Genuazyklone zeigt die Stromfeldkonfiguration in der mittleren und oberen Troposphäre eine Troglage mit Achse über Westeuropa, so daß zu diesem Zeitpunkt die Alpen noch in einer südlichen bis südwestlichen Höhenströmung liegen. Da jede, ein Gebirge übersetzende Strömung gewisse Modifikationen erleidet, müssen diese zusätzlich zu der erwähnten Drehung der Temperaturgradienten in einer Theorie Berücksichtigung finden.

Was soll nun von einer Theorie überhaupt erwartet werden? Die meisten gängigen Zyklonentheorien gründen sich auf Instabilitätsbetrachtungen. Mathematisch wird dies derart formuliert, daß Kriterien gesucht werden, die angeben, wann kleine, einem Grundzustand überlagerte Wellen instabil werden können. Soll solcherart eine orographisch induzierte Zyklogenese behandelt werden, müßten in den „Instabilitätskriterien" geeignete Parameter aufscheinen, die die durch die Orographie bedingten Modifikationen des Druck-, Temperatur- oder Stromfeldes zum Ausdruck bringen. In den letzten Jahren wurde im Rahmen eines Forschungsvorhabens an der Lehrkanzel für theoretische Meteorologie in Wien versucht, im Sinne dieser Problemstellung ein geeignetes Kriterium herzuleiten. Doch ergaben sich dabei außerordentlich große Schwierigkeiten. PICHLER und REUTER (1) versuchten zunächst, ein Kriterium für barokline Instabilität in einem Grundfeld zu finden, das dem Vorstadium der Genuazyklone ähnlich ist (meridional orientiertes Stromfeld, zonaler Temperaturgradient). Da jedoch (im Gegensatz zum zonalen Grundfeld) eine meridionale Strömung im allgemeinen keine Lösung eines einfachen thermo-hydrodynamischen Modells ist und ein Instabilitätskriterium (aus mathematischen Gründen) nur für ein geostrophisch approximiertes Modell abgeleitet werden konnte, schien die Anwendung auf die Theorie der Genuazyklone fraglich.

Da aber die synoptisch beobachtete Wirbelbildung (Vorticityproduktion) auch ohne Instabilitäten aus dem Beitrag der nichtlinearen Terme des vollständigen Gleichungssystems erklärbar ist, soll im folgenden untersucht werden, in welchem Ausmaß diese (in vielen Modellen vernachlässigten) Terme zur Wirbelbildung beitragen und in welcher Weise sie orographische Einflüsse (vornehmlich durch die kinematische Grenzbedingung) modifizieren.

Bevor wir jedoch zu den theoretischen Grundlagen dieser Untersuchung schreiten, seien kurz einige der bisherigen Theorien der Genuazyklone kritisch betrachtet. Auf Grund der Polarfronttheorie soll die Genuazyklone eine „Sekundärzyklone" sein, die ihre Entstehung einer orographisch bedingten Okklusion der Hauptzyklone verdankt. Es wird dabei jedoch nicht gezeigt, ob und unter welchen Bedingungen eine solche Sekundärwelle sich zu einer Zyklone entwickeln muß (Instabilitätskriterium), was angesichts des stark deformierten Grundfeldes auch schwierig erscheint. Außerdem dürfte die Polarfronttheorie gerade bei der orographisch induzierten Zyklogenese Unzukömmlichkeiten aufweisen, da die Verhältnisse in der Höhe nicht berücksichtigt werden. Andere, mehr synoptisch orientierte Theorien gehen primär von Drucktendenzen aus, FICKER (2), RADINOVIČ (3). Wenngleich diese Theorien besonderes Augenmerk den Verhältnissen in der Höhe schenken und dadurch sicherlich dem orographischen Einfluß eher gerecht werden, können sie nicht als erschöpfend angesehen werden. Druckfall allein bzw. eine Verschärfung des Druckgradienten muß nicht automatisch zu Wellen- oder Wirbelbildung führen. Auch bei diesen Theorien fehlt (selbst wenn man das Grundkonzept akzeptieren will, wiewohl sich theoretische Gegenargumente finden lassen) ein Kriterium, das klar die Voraussetzung für die Entwicklung einer Zyklone erkennen läßt.

2. Theoretische Grundlagen einer nichtlinearen Zyklonentheorie

Um theoretische Betrachtungen zu dem eben geschilderten Fragenkomplex durchzuführen, ist es notwendig, an Hand eines möglichst vollständigen Gleichungssystems die Produktion oder Reduktion von Vorticity näher zu studieren. Dies ist in zwei Arbeiten von REUTER und PICHLER (4) (5) geschehen. Dabei wurde von einem (quasistatistischen) adiabatischen (reibungsfreien) Modell ausgegangen und versucht, durch Aufstellung einer geeigneten Bilanzgleichung die Vorticityproduktion durch Terme darzustellen, die es gestatten, eventuelle orographische Modifikationen zu erkennen. Als einzig gangbarer Weg erwies sich die von CHARNEY entwickelte Scale-Analysis. Um die vertikale Struktur der Atmosphäre in die Scale-Analysis einzuführen, wurde eine Abschätzung mittels der FROUDE- und RICHARDSON-Zahl durchgeführt, die über das von CHARNEY entworfene Konzept hinausgeht. Grundsätzlich auftauchende Schwierigkeiten, die sich vor allem durch die Unterschiede in der Größenordnung zwischen horizontaler und vertikaler Struktur ergeben, konnten durch Einführung von relativen Änderungen der meteorologischen Größen anstelle von absoluten überwunden werden. Bezüglich näherer Einzelheiten muß auf die Arbeit von PICHLER und REUTER (5) verwiesen werden. Hier wollen wir nur die für das Problem der Genuazyklone wichtigen Gleichungen (ohne Ableitung) wiedergeben.

Es werden folgende „Scale-Parameter" eingeführt:

ROSSBY-Zahl: $\mathrm{Ro} = U/fL$

U chrakteristische Geschwindigkeit

L horizontale Scale

f Coriolosparameter

FROUDE-Zahl: $F = U^2/gH$

g Gravitationsbeschleunigung

H vertikaler Scale (rund 10^4m)

RICHARDSON-Zahl: $\mathrm{Ri} = \varkappa/F$

$\varkappa = \frac{H}{\Theta} \cdot \frac{\partial \ln \Theta}{\partial z}$ statische Stabilität (rund 10^{-1})

Θ potentielle Temperatur

Die Bilanzgleichung für die (relative) Vorticity ζ läßt sich dann in dimensionsloser Form auf folgende Weise schreiben:

für $\mathrm{Ro} < 1$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}\zeta) = -\,\mathrm{Ro}^{-1} \nabla \cdot [\mathbf{v}(1 + \mathrm{ly})] - \\ -\,\mathrm{Ro}^{-1}\,\mathrm{Ri}^{-1}\,\mathbf{K} \cdot \nabla \times \left(w \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}\right) + F\,\mathrm{Ro}^{-2}\,\mathbf{K} \cdot \left(\frac{\nabla \varrho}{\varrho}\right) \times \left(\frac{\nabla p}{p}\right) \qquad [1a]$$

für $\mathrm{Ro} \geq 1$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}\zeta) = -\,\mathrm{Ro}^{-1} \nabla [\mathbf{v}(1 + \mathrm{ly})] - \\ -\mathrm{Ri}^{-1}\,\mathbf{K} \cdot \nabla \times \left(w \frac{\partial w}{\partial z}\right) + F\,\mathbf{K} \cdot \left(\frac{\nabla \varrho}{\varrho}\right) \times \left(\frac{\nabla p}{p}\right) \qquad [1b]$$

Hierbei haben die in Gl. [1a] und [1b] aufscheinenden Größen die übliche Bedeutung: $\mathbf{v}$ ist der horizontale Windvektor, w die vertikale Windgeschwindigkeit, ϱ die Dichte und p der Luftdruck. Alle Größen wurden durch Einführung der Scale Parameter dimensionslos gemacht. Im ersten Term auf der rechten Seite ist für die Variation des Coriolisparameters mit der geographischen Breite (wie üblich) ein linearer Ansatz getroffen. Die Größe l ist dabei gleich L/E mit E als Erdradius zu setzen.

Der Vorteil der in Gl. [1a] und [1b] formulierten Theorie ist darin gelegen, daß die spezielle Form der Vorticitygleichung als Bilanzgleichung deutlich erkennen läßt, wo die eigentlichen Quellen und Senken einer Vorticityproduktion liegen. Die Dimensionsanalyse gestaltet überdies, den (quantitativen) Beitrag dieser Terme leicht an Hand von Beobachtungen abzuschätzen, was gerade für unser Problem von größter Wichtigkeit ist. Verschwindet die rechte Seite der Bilanzgleichung [1a] oder [1b], so ergibt sich eine Erhaltung der (relativen) Vorticity im Sinne einer Beziehung

$$\frac{d}{dt} \iint_B \zeta \, dx \, dy = 0. \qquad [2]$$

Hierzu ist noch zu bemerken, daß die Fläche, über die die Integration in [2] zu erstrecken ist, eine Funktion der Zeit sein kann. Dies bedeutet, daß Divergenzen des Stromfeldes nicht zu Produktion oder Reduktion von Vorticity führen müssen. Die eigentlichen Quellterme stehen auf der rechten Seite von Gl. [1a] und [1b]. Wird die statische Stabilität $\varkappa$ mit einem Durchschnittswert von 10^{-1} veranschlagt, so läßt sich die FROUDE-Zahl in die RICHARDSON-Zahl überführen. Dies besagt, daß als Charakteristika des Stromfeldes für die Vorticityproduktion vornehmlich nur zwei Parameter, nämlich die ROSSBY- und die RICHARDSON-Zahl, in Frage kommen, so daß (gemäß der Definition dieser beiden Größen) die horizontale und die vertikale Windscherung als maßgebliche Faktoren eingehen. Bekanntlich ist die horizontale und vertikale Windscherung auch in den Instabilitätskriterien der linearen Zyklonentheorien von ausschlaggebender Bedeutung.

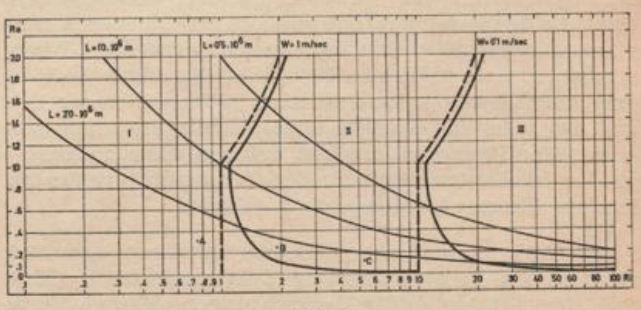


Abb. 1
Vorticityproduktion in Abhängigkeit von ROSSBY- und RICHARDSON-Zahlen.

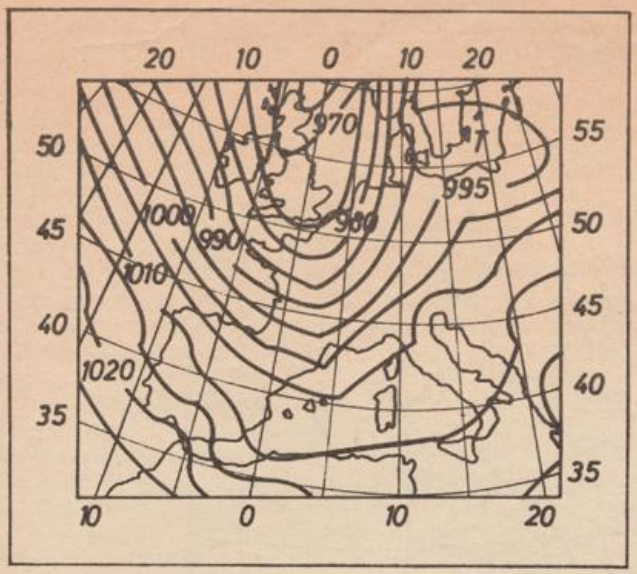


Abb. 2a
Bodenwetterkarte vom 11. 1. 1958, 00 GMT.

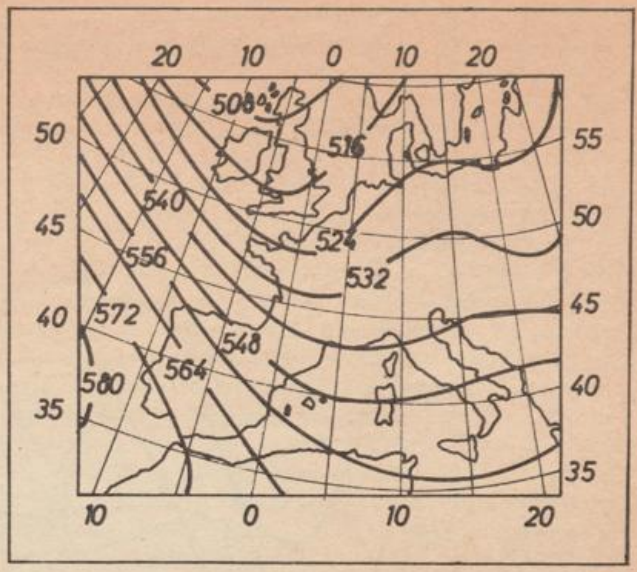


Abb. 2b
Absolute Topographie 500 mb vom 11. 1. 1958, 00 GMT.

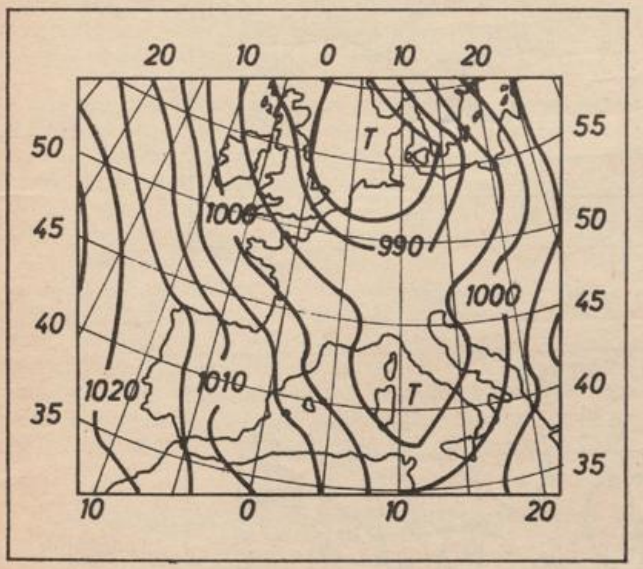


Abb. 3a
Bodenwetterkarte vom 12. 1. 1958, 00 GMT.

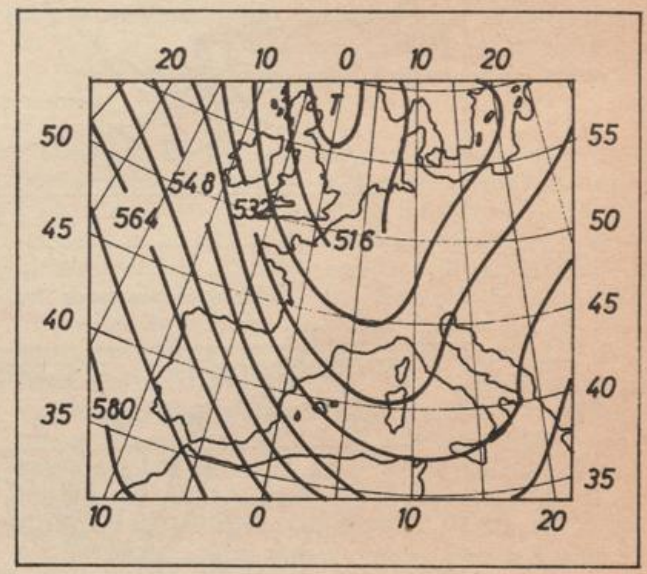


Abb. 3b
Absolute Topographie 500 mb vom 12. 1. 1958, 00 GMT.

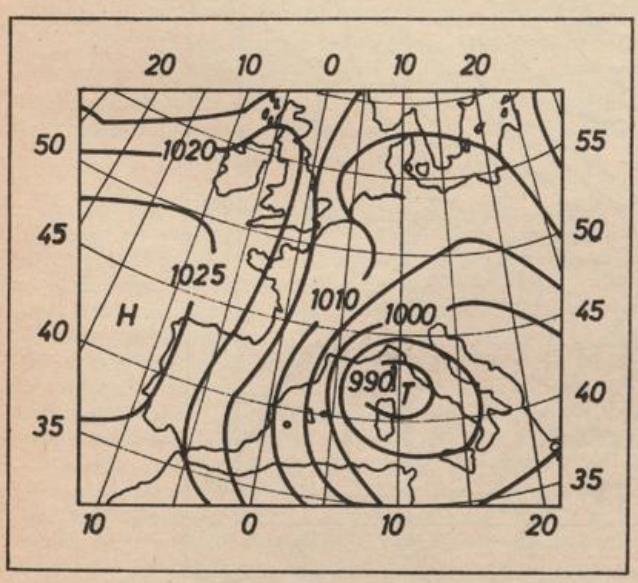


Abb. 4a
Bodenwetterkarte vom 13. 1. 1958, 00 GMT.

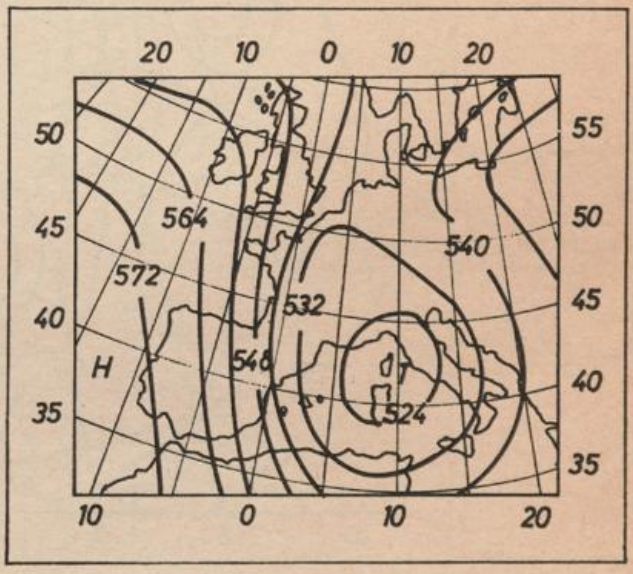


Abb. 4b
Absolute Topographie 500 mb vom 13. 1. 1958, 00 GMT.

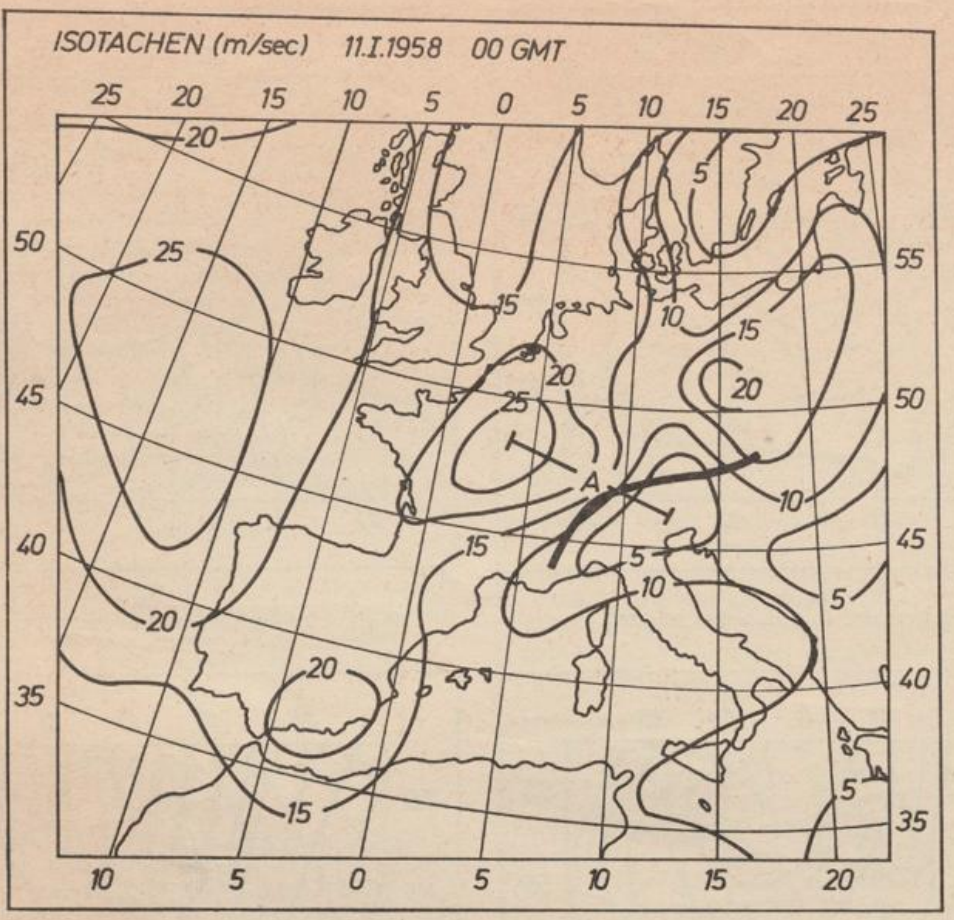


Abb. 5
Isotachen im 850-mb-Niveau vom 11. 1. 1958, 00 GMT.

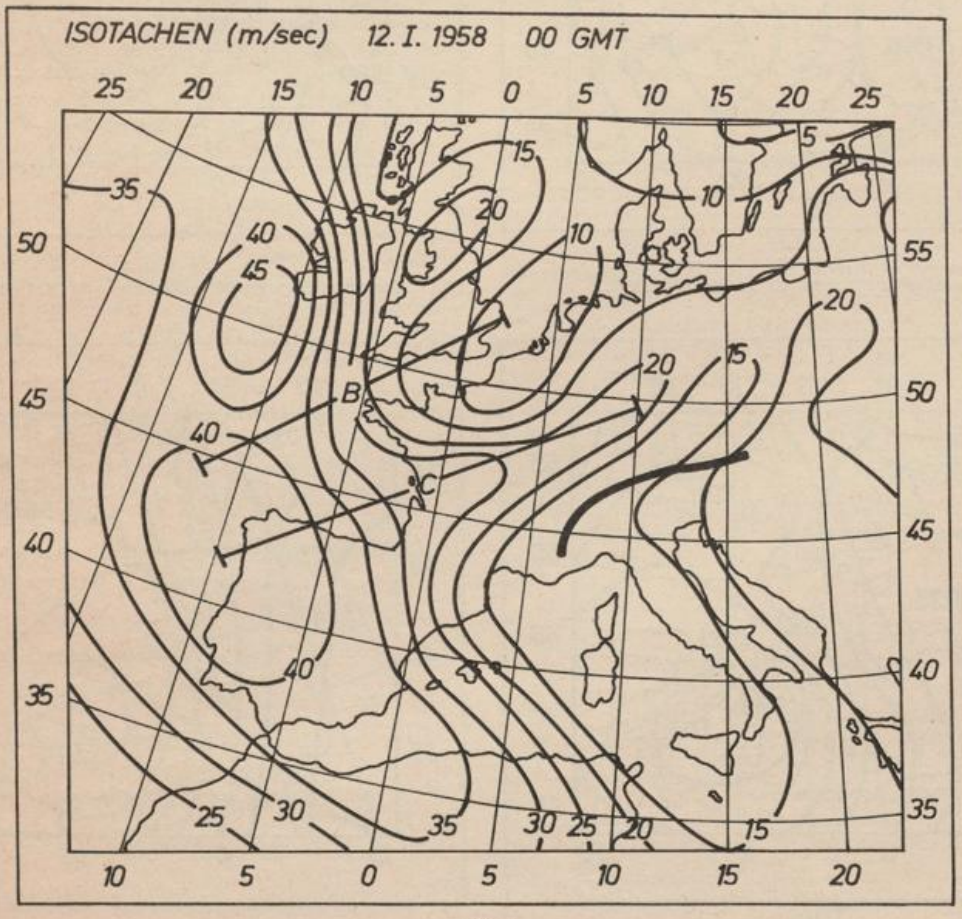


Abb. 6
Isotachen im 500-mb-Niveau vom 12. 1. 1958, 00 GMT.

Aus den Gl. [1a] und [1b] ist zu entnehmen, welchen Beitrag bei vorgegebener Ro- und Ri-Zahl die einzelnen Terme zur Vorticity-Produktion oder -Reduktion liefern. Das Vorzeichen müßte dann darüber Auskunft geben, ob es sich um zyklonale oder antizyklonale Vorticity handelt. Wir wollen allerdings die Diskussion ohne Berücksichtigung des Vorzeichens durchführen, da vor allem der Absolutbetrag der einzelnen Terme und ihr Verhältnis zueinander interessant erscheinen. Betrachten wir zunächst den ersten Term auf der rechten Seite von Gl. [1a] bzw. [1b]. Er kann als **Divergenzterm** identifiziert werden. Wird er allein berücksichtigt, so geht Gl. [1a] und [1b] in den bekannten Erhaltungssatz der absoluten potentiellen Vorticity über (barotrope divergente Vorticitygleichung). Die vertikale Struktur des Stromfeldes, also die Baroklinie, greift wesentlich durch den zweiten Term **(Rotationsterm)** und den dritten Term **Solenoidterm)** in die Vorticityproduktion ein. Da jedoch im allgemeinen Ri in der freien Atmosphäre verhältnismäßig groß ist (10 bis 100) ist der erste Term meist dominierend. Dies bedeutet, daß Produktion von Vorticity, also Wirbelbildung, wie sie auf den Wetterkarten beobachtet wird, wohl in der Mehrzahl der Fälle auf einer Umschichtung der Vorticityverteilung (Redistribution) unter Erhaltung der potentiellen Vorticity als invarianter Größe beruht, während wirkliche Neubildung von Vorticity auf Grund des Beitrages der beiden weiteren Terme in Gl. [1a] und [1b] ein relativ seltener Prozeß ist.

Um die Verhältnisse besser überblicken zu können, wurde in Abb. 1 ein Diagramm konstruiert, in welchem in Abhängigkeit von Ro- und Ri-Werten drei Bereiche abgegrenzt sind (stark ausgezogene Linien). Im ersten Bereich ist der Divergenzterm kleiner als die Summe von Rotations- und Solenoidterm. Im zweiten Bereich haben sie die gleiche Größenordnung, und im dritten Bereich überwiegt der Divergenzterm um eine Größenordnung. Zur besseren Orientierung über den „Scale" sind im Diagramm noch Linien gleichen horizontalen Scales L und gleicher (charakteristischer) vertikaler Geschwindigkeit W eingezeichnet worden. Bezüglich der Berechnung dieser Größen muß auf die bereits erwähnte Arbeit PICHLER und REUTER (5) verwiesen werden.

3. Anwendung der Theorie auf den Fall einer Genuazyklone

Wir wollen nunmehr die theoretischen Resultate an Hand einer Wetterlage, bei der es zu einer Tiefdruckentwicklung im Golf von Genua und im weiteren Verlauf zu einem cut-off-Prozeß des Höhentroges kam, überprüfen. Um die für die Theorie erforderlichen Windscherungen möglichst genau zu bestimmen, wurden Isotachenanalysen herangezogen. Die vertikale Windstruktur konnte aus direkten Windmessungen ermittelt werden.

Wir betrachten nun die Wetterlage vom 11. 1. bis 13. 1. 1958. Am ersten Tag (Abb. 2a und 2b) ist in dem uns interessierenden Gebiet noch keine zyklonale Entwicklung zu erkennen. Die Höhenströmung zeigt über den Alpen noch westliche Richtung. Einen Tag später setzt der Prozeß der Zyklogenese ein. Gleichzeitig nähert sich der Höhentrog den Alpen (Abb. 3a und 3b). Wieder 24 Stunden später (Abb. 4a und 4b) ist der Wirbel — also die Genuazyklone — voll ausgebildet. Gleichzeitig ist im 500mb-Niveau die Abspaltung eines Tiefs zu erkennen. Wir wollen nun sowohl die Entwicklung in den unteren Luftschichten als auch diejenige in der Höhe mit Hilfe des Diagramms der Abb. 1 näher untersuchen. Zur korrekten Bestimmung der ROSSBY-Zahl verwenden wir dabei die Isotachenanalyse der Abb. 5 und 6. Der in Abb. 5 im 850mb-Niveau angegebene Schnitt A zeigt uns die sehr große horizontale Windscherung in den unteren Luftschichten zwischen Frankreich und dem Alpengebiet als Vorstadium der zyklogenetischen Prozesse. Gleichzeitig ist aber auch die offensichtlich orographisch bedingte Windzunahme mit der Höhe im Raum Mailand — Genua beträchtlich. Dies führt dazu, daß sich für Ro ein Wert von 0,32, für Ri ein solcher von 0,75 ergibt. Das Diagramm der Abb. 1 zeigt uns, daß in diesem Fall (Punkt A) starke (barokline) Vorticityproduktion als Folge des Rotations- und Solenoidterms zu erwarten ist. Die schon angeführten Wetterkarten der beiden Folgetage bestätigen dies vollauf. Etwas anders liegen die Verhältnisse in der Höhe. Hier benützen wir die Isotachenanalyse einen Tag später im 500-mb-Niveau (Abb. 6). Die größten horizontalen Windscherungen treten hier auf der Rückseite des sich rasch nähernden Höhentroges auf. Die ROSSBY-Zahlen liegen in den Schnitten B und C der Abb. 6 zwischen Werten von 0,12 und 0,25. Die RICHARDSON-Zahlen sind wesentlich höher als bei der Bodenzyklone, nämlich zwischen 2 und 5,5. Wie uns das Diagramm der Abb. 1 lehrt, kommt es dabei in der Höhe ebenfalls zu einer Vorticityproduktion, doch greifen hier die durch den Divergenzterm (Erhaltung der potentiellen Vorticity) bedingten Effekte bereits maßgeblich ein. Der eigentliche cut-off-Prozeß ist dann nur mehr eine Umwandlung von Scherungs- in Krümmungsvorticity unter Erhaltung des Gesamtbetrages.

Sicherlich kann dieses eine Beispiel noch keine endgültigen Schlüsse über den Mechanismus der zyklogenetischen Vorgänge bei Ausbildung der Genuazyklone zulassen. Aber die Brauchbarkeit der abgeleiteten Theorie, insbesondere die Rückführung der Vorticityproduktion auf dimensionslose Parameter (Ro- und Ri-Zahlen), ist offensichtlich. Nur auf diese Weise erscheint es möglich, den eigentlichen orographischen Einfluß auf zyklogenetische Prozesse qualitativ und auch quantitativ richtig zu erfassen. Er besteht in erster Linie darin, sowohl die horizontale als auch die vertikale Scherung des Stromfeldes zu modifizieren. Dadurch werden die für den Prozeß der zyklonalen Entwicklung maßgeblichen Terme im Scale der zuständigen ROSSBY- und RICHARDSON-Zahl ebenfalls beeinflußt und greifen in eine Vorticityproduktion ein, die ohne orographischen Effekt bei weitem geringer bliebe.

Literatur

(1) PICHLER, H u. H, REUTER: Zyklogenese durch barokline Instabilität in zonaler und meridionaler Grundströmung. Beitr. Phys. Atm. 40 (1970) S. 16—18.

(2) FICKER, H.: Der Einfluß der Alpen auf Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer. Meteor. Z. 37 (1920) S. 350.

(3) RADINOVIČ, D.: On forecasting of cyclogenesis in the west Mediterranean and other areas bounded by mountain ranges by barocline models. Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. A (1965) S. 279—299.

(4) PICHLER, H. u. H. REUTER: Zur Frage der Produktion und Reduktion von zyklonaler und antizyklonaler Vorticity. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A, 18 (1969) S. 265—274.

(5) PICHLER, H. u. H. REUTER: On the scale analysis of vorticity creation and the formation of vortices. Arch. Meteor. Geoph. Biokl. Ser. A 19 (1970) S. 237.

Diskussionsbemerkungen

M. BOSSOLASCO: Um den Einfluß der Alpen zur Entstehung der Genua-Zyklone richtig einzugrenzen, bemerke ich folgendes: 1) In den letzten Jahrzehnten sind die Genua-Zyklonen viel seltener und schwächer geworden, als in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts; das läßt sich mit der Änderung der großräumigen Zirkulation erklären, weil diese über Italien vorwiegend mehr zonal geworden ist (s. Geofis. e Meteor. 14 (1965) S. 19—22). 2) Gewöhnlich wird der Einfluß des Meeres vergessen, der entscheidend ist, da ein warmer Sektor ständig über dem Ligurischen Meer liegt, der ebenso gestaltet ist wie der warme Sektor einer typischen Zyklone.

H. REUTER: Zu 1) Diese Beobachtungstatsache ist auch von uns festgestellt worden. Sicherlich wird die Häufigkeit des Auftretens der Genua-Zyklone bei einer allgemeinen Zonalisierung der Grundströmung abnehmen. Das eigentliche Problem einer orographisch induzierten Zyklogenese wird dadurch kaum berührt. Zu 2) In welchem Ausmaß der Einfluß des Meeres durch ein eventuell hervorgerufenes horizontales Temperaturgefälle in eine Zyklogenese eingreift, ist quantitativ schwer abzuschätzen. Doch dürfte außer Zweifel stehen, daß die primäre Ursache für die Entstehung der Genua-Zyklone in der Advektion von Kaltluft über Frankreich ins westliche Mittelmeer und in den dadurch hervorgerufenen Temperaturgegensätzen sowie in zusätzlichen Stromfeldmodifikationen durch die Alpen zu suchen sind. Temperaturverhältnisse, wie sie im Ligurischen Meer beobachtet werden können, finden sich auch in anderen Gebieten des Mittelmeeres, ohne daß es dort zu zyklogenetischen Prozessen kommt.

P. RAETHJEN

DK 551.515.1: 551.557.5

Genua-Zyklone und Jet stream

Zusammenfassung

Die „Genua-Zyklone" entnimmt ihre zyklonale Vorticity aus dem Jet stream, der mit einer starken, über die Alpen einbrechenden Kaltfront verbunden ist.

Abstract

The "Genua-Cyclone" takes its cyclonal vorticity from the Jet stream connected with a strong cold front breaking in over the Alps.

Die Genua-Zyklonen gehören zum (außertropischen) Typus der sogenannten „Polarfront-Zyklonen". Nur ihre Sonder-Eigenschaften verdanken sie den Alpen und dem Mittelmeer. Zunächst unterliegen sie also denselben Entstehungsbedingungen wie alle anderen Polarfront-Zyklonen.

Die wichtigste Bedingung ist, wie E. KLEINSCHMIDT (1) mehrfach nachgewiesen hat, die Entstehung zyklonaler Vorticity. Die Luftmassen im Kern einer kräftigen Zyklone rotieren, absolut gesehen, ungefähr doppelt so schnell um ihre eigene Vertikalachse wie der Erdboden, d. h. sie rotieren relativ zur Erde ebenso schnell wie die Erde absolut. Alle Zyklogenesis-Modelle, welche dieser Forderung ausweichen, haben sich als einseitig herausgestellt (2).

Für die Erklärung der Genua-Zyklonen brauchen wir also zunächst ein Zyklogenesis-Modell, welches die genannte Forderung im Rahmen der allgemeinen Zirkulation erfüllt. Ein solches wurde bereits vor 100 Jahren von H. W. DOVE (3) folgendermaßen mitgeteilt (Abb. 1): Eine polare Luftmasse P strebt äquatorwärts, eine tropische („äquatoriale") polwärts. Beide werden durch die Corioliskraft abgelenkt, wie die Pfeile der Abb. 1 es zeigen. Sie treffen sich, zyklonal scherend, in mittleren Breiten. Aus dieser Scherung entsteht dann der Zyklonen-Wirbel Z (Abb. 1) und aus diesem das Tiefdruck-Gebiet.

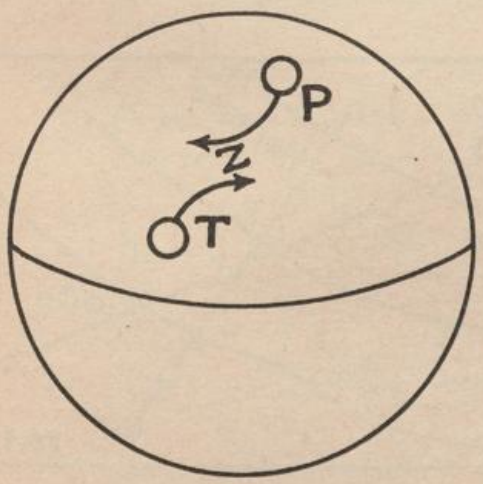


Abb. 1
Zyklogenesis nach H. W. DOVE.
P Polarluft, T Tropikluft, Z Zyklogenesis.

DOVES Modell erfüllt, wie gesagt, die eingangs genannte Vorticity-Forderung. Er konnte aber zu seiner Zeit nicht wissen, daß die zyklogenetische Scherung sich im Jet stream ereignet, also wesentlich im Tropopausen-Niveau. Hieraus ergibt sich mit den heute verfügbaren aerologischen Beobachtungen folgende Abwandlung des DOVE-Modells:

Die allgemeine Zirkulation (Abb. 2) enthält einen über der Tropopause polwärts abgleitenden Ast, die sogenannte „Tropopausen-Zirkulation" (4). Dieser Ast kehrt irgendwo in höheren Breiten zur Troposphäre zurück, und zwar nicht permanent fließend, sondern mit wetterhaft wechselnden Einzelschüben die Tropopause durchbrechend (Abb. 2).

Solche Durchbrüche wurden von DANIELSEN (4) und anderen beobachtet. Unsere Abb. 3 stellt diesen Vorgang im Meridianschnitt dar mit drei Zeitphasen a, b und c. Gestrichelt sind hier die Isentropen, fett ausgezogen die Tropopause. Die Nullenkreise 1 und 2 bezeichnen zwei Massenpunkte, welche in allen drei Phasen dasselbe Individuum darstellen.

Abb. 3a kennzeichnet die ungestörte Tropopause mit ca. 30 m/s Westwind, links die Polseite, rechts die Tropen. In Abb. 3b stellen die fetten Pfeile die Horizontal-Konvergenz dar, die aus Kontinuitätsgründen mit dem Durchbruch verbunden ist. Jeder von beiden ist etwa 300 bis 500 km lang. Der polwärts verschobene Punkt 2 gewinnt durch die Corioliskraft etwa 30 m/s zusätzlichen Westwind. Der äquatorwärts verschobene Punkt 1 verliert ebenso viel, beides nach dem Schema DOVES in Abb. 1.

In der Phase 3b besitzt also der Punkt 2 einen Westwind ca. 60 m/s. Dagegen hat der Punkt 1 nahezu Windstille. Das bedeutet: Zwischen diesen Punkten befindet sich (infolge des Durchbruchs) die zyklonal scherende (kalte) Seite eines Jet stream.

Als letzte Phase zeigt die Abb. 3c die sogenannte „Jet-Front", die oft im Jet stream beobachtet ist.

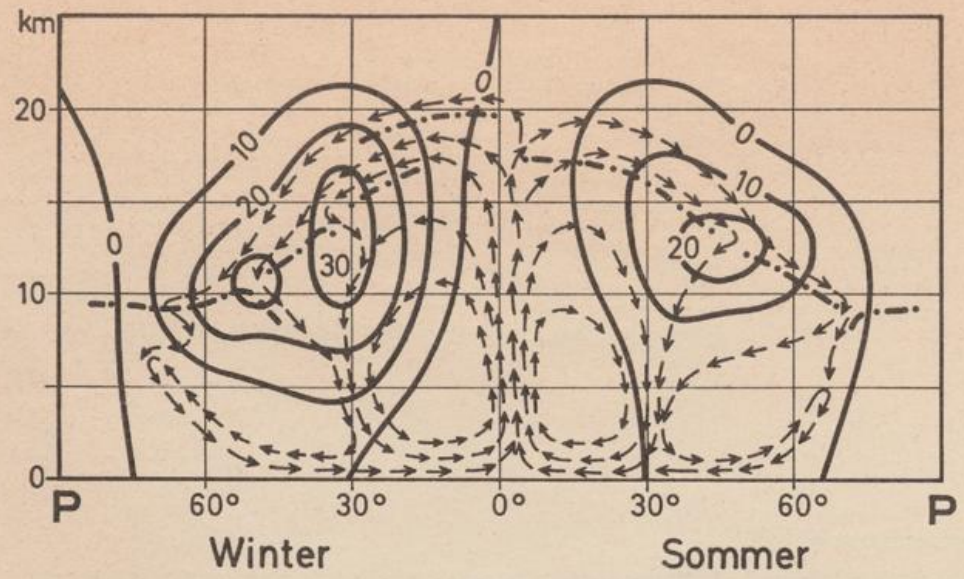


Abb. 2
Allgemeine Zirkulation im Meridianschnitt.
Ausgezogen Westwind-Isotochen m/s. Strichpunktiert Tropopause. Pfeile Meridionalzirkulation. P Zirkulationspol.

Im „Delta" des Jet stream wird die zyklonale Scherungs-Vorticity zu einem zyklonalen Kreiswirbel umgeformt (5). Dadurch ist die o b e r e Zyklogenesis hinreichend erklärt. Aber am Erdboden erscheint nur dann eine kräftige Zyklone, wenn die zyklonal scherenden Polarluftmassen des Jet stream herabsinken (windparallel schrumpfend und windsenkrecht-horizontal gedehnt) (5).

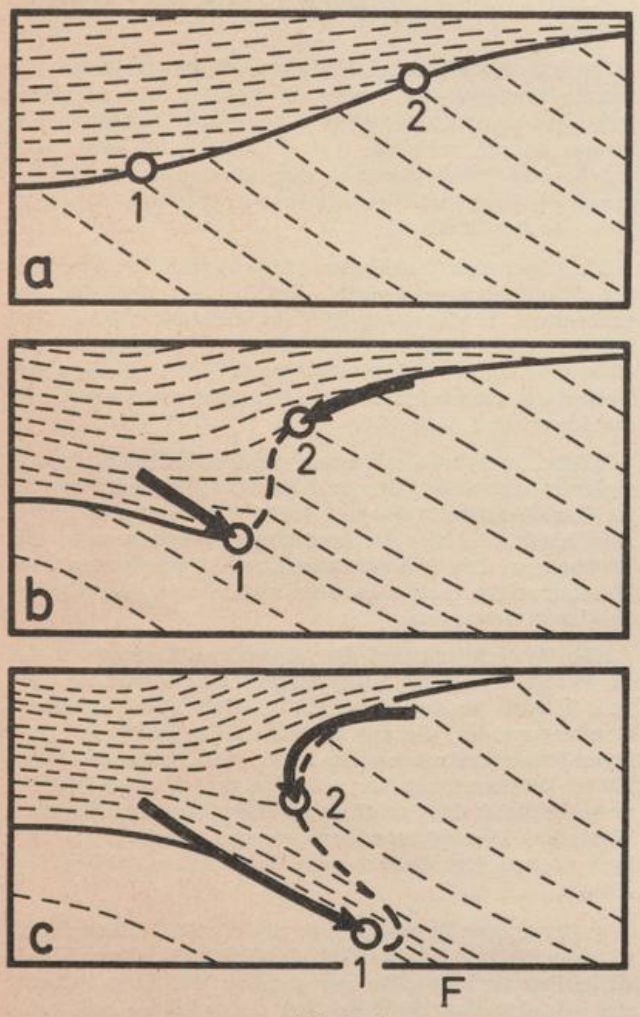


Abb. 3
Entstehung des Jet stream im Meridianschnitt.
Ausgezogen Tropopause. Gestrichelt Isentropen. 1 und 2 Massenpunkte. Fette Pfeile Meridional-Konvergenz. a ungestört. b Jet stream. c Jet-Front F.

Dieser Effekt ergibt sich erst dann, wenn das dynamische Gleichgewicht zwischen der troposphärischen Polar- und Tropikluft gestört ist, so daß die erstere abwärts, die letztere aufwärts strebt. Die obere Zyklone wirkt dabei auslösend, die troposphärische Massen-Umlagerung liefert die Energie.

In dieser Beziehung unterscheiden sich die Genuazyklonen nicht von anderen Polarfront-Zyklonen. Aber offenbar fördert der Südhang der Alpenkette das Herabsinken der vorticity-beladenen Polarluft. Dadurch erklärt sich die Vorzugs-Situation für die plötzliche Entstehung einer Zyklone am Boden, wenn ein mit dem Polarluft-Einbruch verbundener Jet stream die Alpen überschreitet.

Die Abb. 4 zeigt einen Kaltfront-Einbruch vom 25. 1. 1935, der von VAN MIEGHEM (6) aerologisch analysiert worden ist. Diese Kaltfront bricht in der x-Richtung vom Atlantik in den europäischen Kontinent ein mit 55 km/h Geschwindigkeit und nähert sich der Alpenkette. Aerologische Beobachtungen waren verfügbar in Sealand (S), Duxford (Du), Uccle (U), Köln (K), Darmstadt (Da) und München (M).

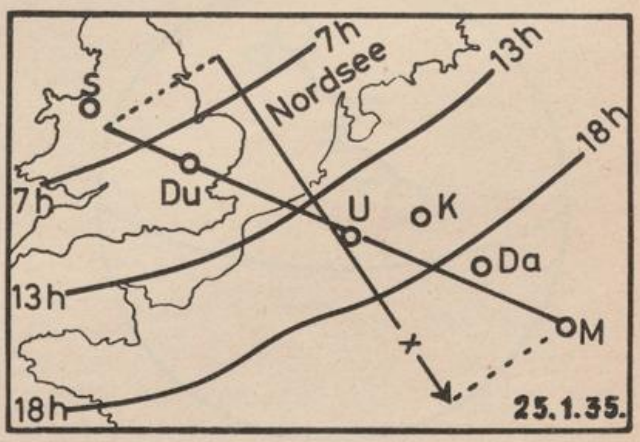


Abb. 4
Kaltfront-Einbruch nach VAN MIEGHEM (6).
Ausgezogen Front. S Sealand. Du Duxford. U Uccle. K Köln. Da Darmstadt, M München.

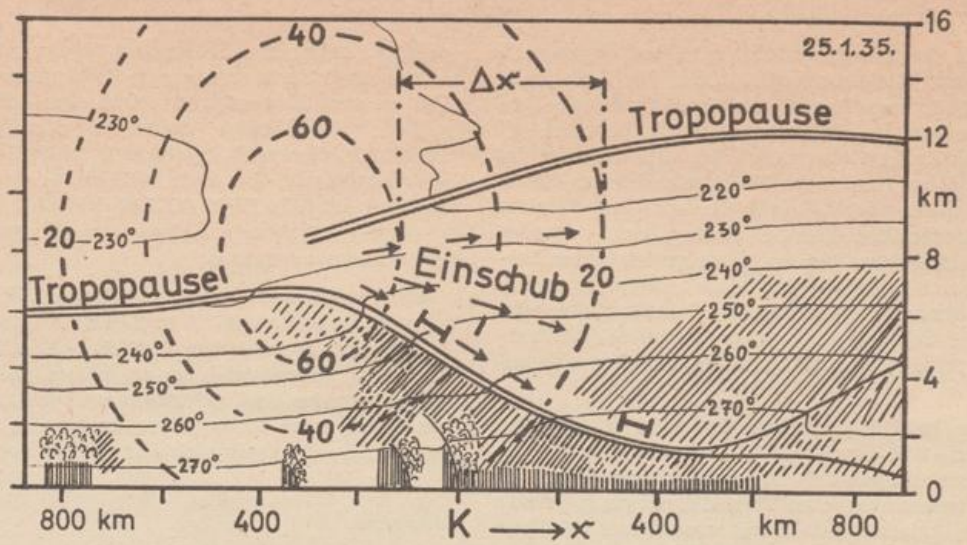


Abb. 5
Vertikalschnitt durch Kaltfront nach VAN MIEGHEM (6). Fett gestrichelt Jet-Isotachen m/s. Dünn ausgezogen Isothermen °K. H Abgleitfläche. K Boden-Front. Schräg-Schraffur Wolkendecken. Vertikal-Schraffur Niederschlag. Häkchen Cb.

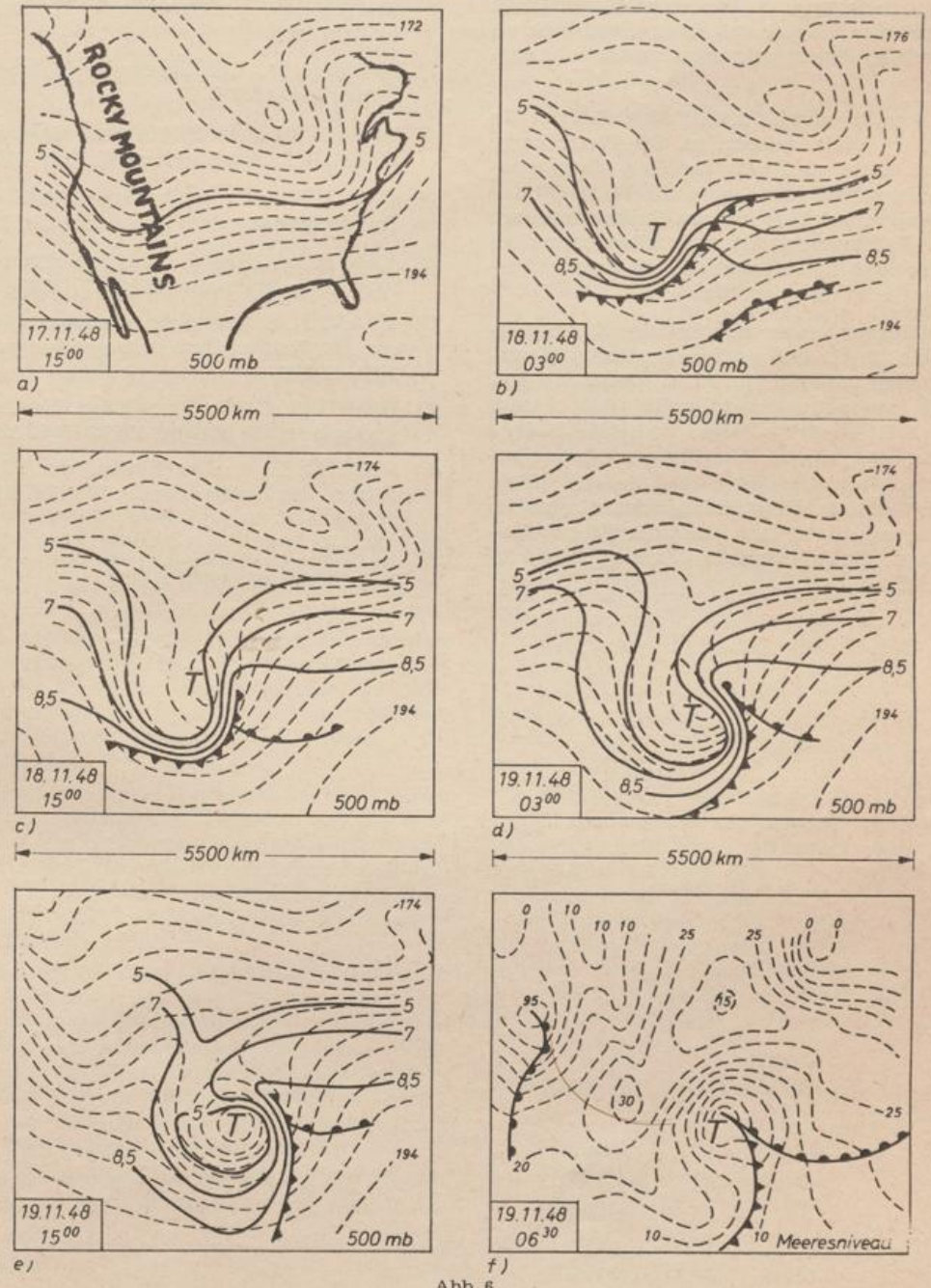


Abb. 6
Zyklogenesis am Osthang der Rocky Mountains nach PALMEN (7).
Gestrichelt in a bis e 500-mb-Isohypsen. In f Isobaren des Meeresniveaus. Ausgezogen Jet-Front im 5-, 7-, und 8,5-Dezibar-Niveau. Bodenfronten wie üblich.

Das Ergebnis der Analyse ist der in Abb. 5 dargestellte, senkrecht zur Kaltfront orientierte Vertikalschnitt vom 25. 1. 1935, 15 Uhr. Rechts oben sieht man die Tropikluft-Tropopause, links die Polarluft-Tropopause mit anschließender Jetfront-Inversion H.. Die letztere ist eine „Abgleitfläche". Unten im Nullpunkt der km-Skala liegt die Boden-Kaltfront K, mit Cb und präfrontalem Niederschlag verbunden. Der Jet stream fließt vom Beschauer in die Bildebene hinein. Seine gestrichelten Isotachen sind in m/s beziffert. Die dünn ausgezogenen Linien sind Isothermen, mit absoluten Temperaturwerten (°K) beziffert. Schräge Schraffur bedeutet Wolkendecken, senkrechte Niederschlag, Häkchen Cumulonimbus.

Das gesamte, in Abb. 5 dargestellte Feld bewegt sich relativ zur Erde mit der Front K (in x-Richtung), also mit 55 km/h südsüdostwärts. Aber die Pfeile über der Inversion H bezeichnen eine Abgleitbewegung relativ zu diesem Vertikalschnitt-Feld mit etwa 3 m/s relativer x-Komponente. Das bedeutet einen nahezu isentropen „Einschub" substratosphärischer Massen in die Troposphäre, erkennbar an der Klarheit und Trockenheit dieser Luftmassen, die daher besonders durchlässig für langwellige Ausstrahlung sind. Die darunter liegende Wolkendecke gibt also Wärme aus ihrer Oberfläche ab und wird dadurch labilisiert, wie man am Cumulonimbus erkennt.

In der Nacht vom 25. zum 26. 1. 1935 überschreitet die Front K die Alpen und erscheint in der Wetterkarte von 8 Uhr nicht mehr als Front, sondern als langgestrecktes Tiefdruckgebiet von Genua bis Wien—Budapest. Anschließend entwickeln sich im Balkan mehrere Zyklonen. Diese Zyklogenesis ist zwar nicht besonders kräftig, aber deswegen interessant, weil die Vorgeschichte aerologisch gut beobachtet wurde.

Eine ähnlich ablaufende aber sehr kräftige Zyklogenesis hat am 17. bis 20. 11. 1948 östlich der Rocky Mountains stattgefunden und ist von E. PALMEN (7) und C. W. NEWTON (8) analysiert worden. Die Abb. 6 zeigt das Ergebnis in 5 Höhenwetterkarten und einer Bodenkarte. In Abb. 6a sieht man den Umriß des nordamerikanischen Kontinents und die 500-mb-Karte vom 17ten, 15 Uhr, in Abb. 6b bis 6e die nachfolgenden Karten im 12-Stunden-Intervall, darin gestrichelt die 500-mb-Isohypsen, ausgezogen die Jet-Front im Niveau 5, 7 und 8,5 Dezibar, Bodenfronten mit üblichen Symbolen.

Man erkennt in Abb. 6a und 6b das „Delta" eines Jet stream und darin die obere Zyklogenesis, die sich in Abb. 6c und 6d verstärkt, dabei eine anfänglich an der Golfküste festliegende Bodenfront als Warmfront vereinnahmt. Hierdurch ergibt sich schließlich eine gewaltige Vertiefung, die auch in Abb. 6e noch nicht abgeschlossen ist. Wie NEWTON (8) beweist, ist der Osthang der Rocky-Mountains (neben der Warmluft des Golfs) sehr wirksam gewesen.

Aber es bedeutet keinen Widerspruch gegen die bewährten Befunde von H. v. FICKER (9) und E. DINIES (10), wenn wir hier der Vorticity-Gleichung besondere Beachtung schenken. Jedes weiträumige Feld der Atmosphäre darf im Vertikalaufbau statisch verstanden werden. Aber seine Entwicklung in der Horizontalen wird ohne Wirbeldynamik nicht hinreichend erklärt.

Literatur

(1) KLEINSCHMIDT, E.: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen. Meteor. Rdsch. 3 (1950), S. 1-6, S. 54-61; 4 (1951) S. 89-96.

(2) RAETHJEN, P.: Dynamik der Zyklonen. Leipzig 1953.

(3) DOVE, H. W.: Das Gesetz der Stürme. Berlin 1840 und 1863.

(4) DANIELSEN, E. F.: Project Springfield Report, DASA 1517, Washington DC, July 1964.

(5) RAETHJEN, P.: Dynamische Modell-Meteorologie. Hamburger geophys. Einzelschr. Nr. 13 (1970).

(6) VAN MIEGHEM, J.: Analyse aérologique ... Meteor. Inst. Bruxelles, Mém. 7 (1937).

(7) PALMÉN, E.: Aerology of extratropical disturbances. In: Compendium of meteorology. Boston/Mass. 1951. S. 599.

(8) NEWTON, C. W.: Circulation change during a lee cyclogenesis J. Meteor. 13 (1956) S. 528.

(9) FICKER, H. v.: Der Einfluß der Alpen auf Fallgebiete des Luftdrucks . . . Meteor. Z. 37 (1920) S. 350.

(10) DINIES, E.: Genua-Zyklone am 11. Februar 1938. Ann. Hydr. 66 (1938) S. 466.

M. BOSSOLASCO*), I. DAGNINO und G. FLOCCHINI

DK 551.515.12 : 551.577.37 : 551.509.324.2

Über die Wetterlagen, die in den italienischen Alpen starke und ausgedehnte Niederschläge hervorrufen

Abstract

Firstly, the geographical distribution of the number of days with precipitation higher than 100 mm on the southern side of the Alps, during the years 1960—66 is derived. With a sharper definition of a strong and extensive precipitation the meteorological situations responsible of its occurrence in North-Italy are investigated. With meridional strong winds the water vapour-flux over Milano can be sufficiently indicative for the same occurence. Finally, the validity of a dependence of the maximum value of precipitation on the thickness variation of the isobaric layer 500/1000 mb and the distance between the centers of positive and negative variation is confirmed.

1. Einleitung

In den letzten Jahren sind über Nord-Italien sehr starke und ausgedehnte Regenfälle vorgekommen, welche Überschwemmungen mit großen Beschädigungen und Lebensopfern zur Folge gehabt haben.

Hier wollen wir uns mit der Frage der dafür verantwortlichen Wetterlagen beschäftigen, und zwar im Zusammenhang mit bereits veröffentlichten Arbeiten.

2. Die Verteilung der Niederschlagstage mit über 100 mm Niederschlag

Die Niederschläge in Nord-Italien sind vorwiegend durch die Orographie bedingt. Um zu zeigen, daß dies auch für starke Niederschläge gilt, haben wir die Zahl der Tage mit über 100 mm Niederschlag betrachtet, welche in den sieben Jahren 1960—1966 registriert worden sind. Die erhaltenen Ergebnisse sind in Abb. 1 dargestellt. Durch die Verbindung der Orte mit gleicher Zahl der Niederschlagstage mit mehr als 100 mm Niederschlag gibt die Karte die Gebiete wieder, wo diese starken Niederschläge im Mittel auftreten. Offenbar sind die isolierten kleinen Gebiete in dieser Karte allein durch starke Einzelgewitter zu erklären.

Außer der Bestätigung des Einflusses der Orographie zeigt Abb. 1 auch ganz klar, wie entscheidend die Wirkung des Meeres für die starken Regenfälle ist. In der Tat kommen die zwei Hauptgebiete nördlich der Buchten von Genua und Venedig vor, weil das Ligurisch-Thyrrenische und das Adriatische Meer als Wasserdampf-Lieferanten wirken.

Über den West-Alpen treten sowohl maritime als auch orographische Wirkungen erst deutlich über dem Orco-Tal (bis zu 10 Tagen) in Erscheinung. Aber ein viel größerer Effekt zeigt sich im oberen Sesia-Tal und im Tessin, quer zum Lago Maggiore von Südwest nach Nordost, wo maximal 26 Tage, d. h. 4 Tage pro Jahr mit Niederschlägen über 100 mm Wassermenge vorkommen, und zwar auf ziemlich großen Flächen ausgedehnt.

Die Wirkung des Adriatischen Meeres auf die Niederschlagsverteilung in den Ost-Alpen ist viel stärker als die entsprechende des Thyrrenischen Meeres, weil die Süd-Strömungen im ersten Fall die betreffenden Alpen-Seiten ungestört erreichen, während die Luftmassen, die die Seealpen und die Appenninen überqueren, einen Teil ihres Wasserdampfes schon dort niederschlagen. Die maximale Frequenz der sehr starken Niederschläge tritt in den Julischen Alpen auf, wo im Mittel bis ca. 7 Tage pro Jahr erreicht werden (bis 60 Tage in 7 Jahren). Natürlich spielt dafür auch die Stauwirkung dieser nach Süden gebogenen Alpenkette auf die Westerlies eine wichtige Rolle.

3. Die starken und ausgedehnten Niederschläge eines Tages und die betreffenden Wetterlagen

Nun wollen wir die starken und ausgedehnten Niederschläge eines Tages genauer definieren, und zwar in folgender Weise. An einem solchen Tage soll mindestens eine Station mit einem Niederschlag größer als 100 mm vorhanden sein, innerhalb einer Fläche, die durch die Isohyete von 50 mm umschlossen ist, in der Weise, daß die Gesamtfläche mindestens 3000 qkm erreicht. Unter solchen Bedingungen kommt es oft vor, daß mehrere Stationen eine tägliche Niederschlagshöhe größer als 100 mm aufweisen.

In den Jahren 1960—1966 wurden in Nord-Italien insgesamt 116 Tage mit starken und ausgedehnten Niederschlägen, welche diese Definition erfüllen, gezählt; sie entsprechen ungefähr 4,5% der gesamten Zahl der Tage der behandelten Periode.

Die jahreszeitliche Verteilung der 116 Fälle ist in folgender Tabelle angegeben, wo auch eine Trennung derselben in West- und Ost-Fälle vorgenommen worden ist, je nachdem, ob die Niederschläge mehr den West- oder den Ost-Teil von Nord-Italien betroffen haben.

Tab. 1

Verteilung der starken und ausgedehnten Niederschläge

	Zahl der Tage	W	O
Winter	9	1	3
Frühling	16	2	8
Sommer	24	3	6
Herbst	67	9	23
Summe	116	15	40

*) Vortragender

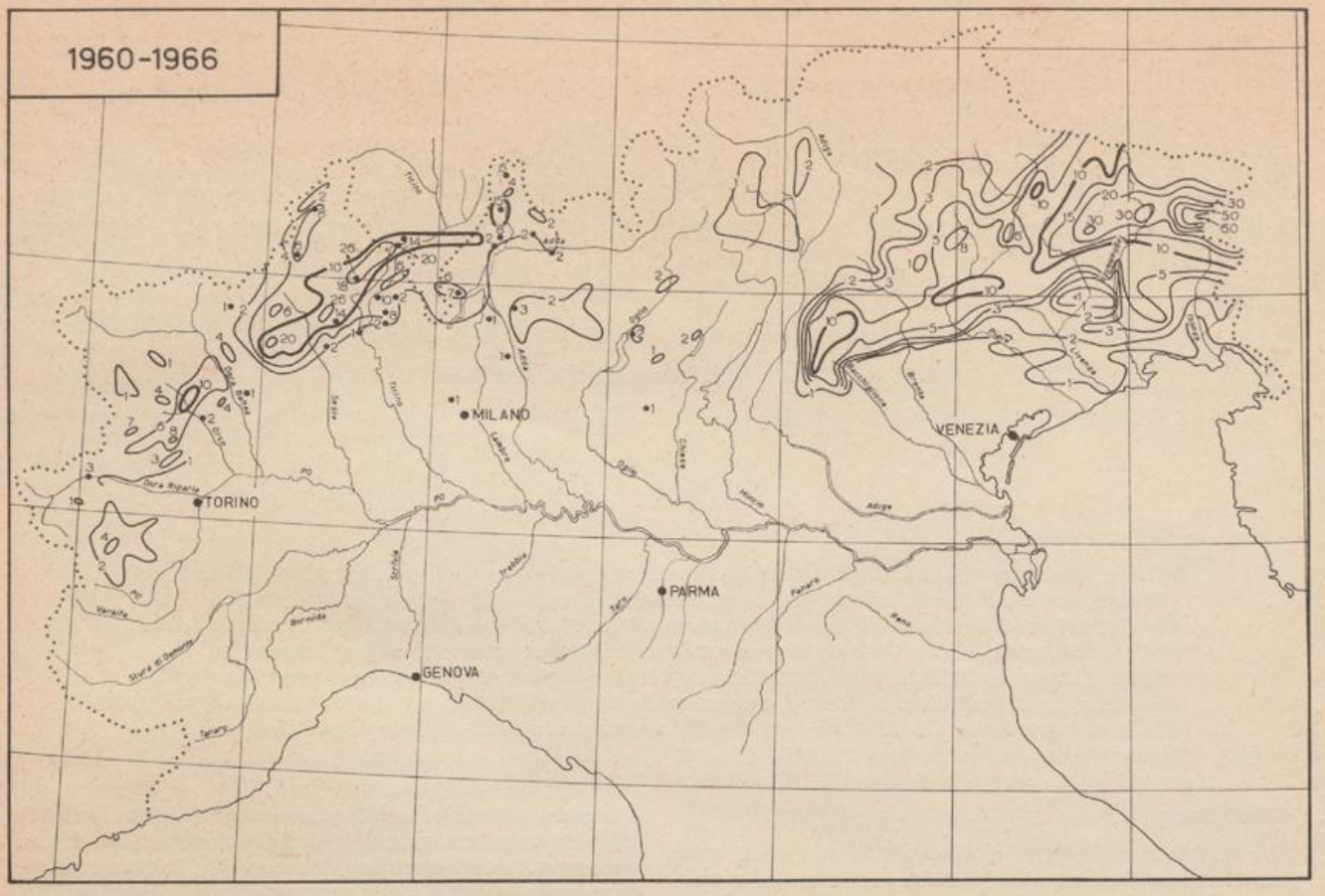


Abb. 1
Verteilung der Zahl der Tage in den Jahren 1960—66 mit Niederschlägen größer als 100 mm.

Offenbar kamen auch Tage mit starken Niederschlägen vor, welche auf der gesamten Alpen-Südseite gefallen sind: im Laufe des Zeitraumes 1960—1966 wurden 11 Tage solcher Art gezählt. Die übrigen 50 Fälle stammen aus den Tagen mit einer gemischten Niederschlagsverteilung, d. h. West- und Zentralalpen oder Zentral- und Ostalpen.

Aus der Tab. 1 ersieht man, daß ca. 58% der Tage mit starken und ausgedehnten Niederschlägen in Nord-Italien im Herbst vorkommen. (Von den 11 Fällen, die die gesamte Alpen-Südseite einschließen, traten 10 im Herbst auf und nur ein Tag im Sommer.) Das hängt damit zusammen, daß die Großwetterlagen mit südlicher Luftzufuhr, welche vorwiegend für die hier betrachteten starken Niederschläge verantwortlich sind, im Herbst mit einer Frequenz von ca. 50% vorkommen.

Die Klassifikation der Großwetterlagen nach HESS-BREZOWSKY ist gut für Zentraleuropa geeignet, sie läßt sich aber nicht ohne weiteres auf den Mittelmeerraum anwenden. In der Tat haben wir feststellen können, daß die Großwetterlagen, die unsere starken Niederschläge erzeugen, besser zwei Typen zugeordnet werden können, welche dem meridionalen Charakter der Strömungen, die die Alpen-Südseite erreichen, Rechnung tragen.

Der erste Typ (a) — der der wichtigste ist, weil er 78% der 116 Fälle darstellt — ist durch folgende Großwetterlage gekennzeichnet:

Über West-Europa befindet sich eine starke (atlantische) Zyklone, zentriert im Raum 55°—65° N und 10° W—10° E, welche in der Höhe von einem Strahlstrom (Jet-Stream) begleitet ist, und zwar in Form eines Troges, der sich südlich bis 30° N ausdehnen kann. Damit bestehen sehr starke meridionale Winde auf der Vorderseite des Troges (bis 140—150 Knoten), die die Zufuhr der feuchten und warmen Luftmassen gegen und über die Alpen gewährleisten. Damit diese Zufuhr starke und ausgedehnte Niederschläge an der Alpen-Südseite erzeugen kann, ist es auch nötig, daß zugleich über dem westlichen Mittelmeer oder Nord-Italien eine sekundäre Depression, eine "low level cyclone" liegt, weil auf diese Weise mit der Annäherung an die Alpen eine Subsidenz der Süd-Strömungen hervorgerufen wird.

Der zweite Typ (b) der Wetterlagen, welche die übrigen 22% unserer starken Niederschläge erzeugen, gehört zu den hohen Zyklonen, d. h. denjenigen, die das Niveau von 200 und sogar 100 mb erreichen ("high level cyclone"), wenn sie über Nord-Italien oder das westliche bzw. zentrale Mittelmeer zentriert sind (aber nie östlicher als 10° E).

Die Annahme, daß eine der zwei Wetterlagen vom Typ (a) oder (b) vorhanden sein muß, um starke und ausgedehnte Niederschläge unserer Art zu erzeugen, ist offenbar eine notwendige, aber nicht eine hinreichende Bedingung. In der Tat, während der Jahre 1960—66 wurden weitere 161 Tage gefunden, in denen eine Wetterlage des Typus (a) oder (b) vorhanden war, ohne daß starke und ausgedehnte Niederschläge zustande kamen; jedoch traten Niederschläge immer auf, aber entweder waren sie ergiebig und nicht ausgedehnt, oder nicht sehr stark und auf eine große Fläche verteilt. Es ist also klar, daß die starken und zugleich ausgedehnten Niederschläge eines Tages eine bestimmte Beständigkeit der Wetterlage erfordern, die eine hinreichende Bedingung darstellen kann. Daher kann man auch sagen, daß von (116 + 161 =) 277 Tagen mit Wetterlagen der Typen (a) oder (b) der Jahre 1960—66 nur bei 42% diese Wetterlagen genügend beständig waren, um die starken Niederschläge unserer Art zu erzeugen.

Von einem anderen Standpunkt ausgehend können ergiebige und langdauernde Niederschläge nur entstehen, wenn der Wasserdampffluß genügend stark ist. Dieser Fluß — wegen der Stauung der Alpen — führt zu einem ausgedehnten Wolkensystem mit großer vertikaler Entwicklung, welches desto beständiger bleibt, je stärker der Wasserdampffluß ist. Diesen Gedanken zufolge haben wir die mittlere Wasserdampffluß-Verteilung über Milano (Linate) statistisch abgeleitet, und zwar für die 116 Tage unserer starken Niederschläge sowie für die übrigen 161 Tage mit Wetterlagen der Typen (a) oder (b), jedoch ohne Niederschläge von großer Intensität bzw. von großer Ausdehnung.

Der mittlere Wasserdampffluß wurde aus den Mitternacht-Aufstiegen berechnet, und zwar durch die Werte an den drei Niveaus 850, 700 und 500 mb. Die erhaltene Verteilung ist in Tab. 2 dargestellt.

Tab. 2

Prozentuale Verteilung des mittl. Wasserdampfflusses über Milano

m/s · gr/kg	10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100	110—110	110—120
116 Tage	—	—	1	19	20	30	16	8	3	1	1	1
161 Tage	14	33	18	16	11	6	2	—	—	—	—	—

Daraus ersieht man, daß tatsächlich der Wasserdampffluß über Milano für die Auslösung der starken Niederschläge auf der Alpen-Südseite eine entscheidende Rolle spielt. In der Tat, wenn der mittlere Wasserdampffluß größer als 50 m/s · gr/kg ist, besteht eine Wahrscheinlichkeit von 60%, daß die Niederschläge sehr stark und ausgedehnt, und nur von 8%, daß sie stark, aber nicht ausgedehnt (oder umgekehrt) sind. Außerdem können praktisch keine Niederschläge des ersten Typus auftreten, wenn über Milano der mittlere Wasserdampffluß kleiner als 30 m/s · gr/kg ist.

Der Wasserdampffluß hängt von zwei Faktoren ab: dem Mischungsverhältnis und der Windgeschwindigkeit. Wenn über Nord-Italien Süd-Winde herrschen, dann sind sie im allgemeinen genügend feucht, d. h. sie haben ein ziemlich hohes Mischungsverhältnis. Dazu kommt dann als ausschlaggebender Faktor die Windgeschwindigkeit, welche durch die Dynamik der Wetterlage bedingt ist. Außerdem ist die Auslösung der starken Niederschläge auch davon abhängig, daß die warmen Luftmassen für eine genügend lange Zeit in Kontakt mit einer kalten Luftmasse kommen und bleiben können, um den Kondensations-Prozeß durch vertikale Bewegungen aufrecht zu erhalten.

Diese Betrachtungen zeigen (1), daß die Wetterlagen, die für die sehr starken und ausgedehnten Niederschläge in Nord-Italien verantwortlich sind, im allgemeinen auftreten, wenn zwei Luftmassen mit starkem Temperaturunterschied in intensive Berührung kommen. Bekanntlich kann die Erwärmung einer Luftmasse durch die Zunahme der Dicke der Schicht 500/1000 mb gekennzeichnet werden, gewöhnlich als Änderung der relativen Topographie in 24 Stunden (von 0 Uhr des vorangehenden Tages bis 0 Uhr des betrachteten Tages). Gleichfalls ist die Konzentration einer kalten Luftmasse durch die Abnahme derselben Schicht-Dicke charakterisiert. Wenn nun zwei Luftmassen, eine warme und eine kalte, nebeneinander auftreten, dann entspricht die Intensität ihrer Berührung der Höhe bzw. der Tiefe der Änderung der relativen Topographie 500/1000 mb; in erster Annäherung ist sie umgekehrt proportional dem Abstand der betreffenden barischen Zentren. Infolgedessen ist es zweckmäßig, als representative Parameter der Intensität des Kontrastes zweier Luftmassen folgende Zahl zu verwenden:

$$q = \frac{h_k \cdot h_w}{d} \frac{gdm^2}{km} \cdot 10^2$$

wo h_k und h_w die maximale Tiefe bzw. die maximale Höhe in gdm der Dicke-Änderung der isobarischen Schicht 500/1000 mb in 24 Stunden darstellen und d den Abstand dieser zwei Zentren in km. Wie schon erwähnt, führt in Nord-Italien eine warme Luftmasse immer feuchte Meeresluft gegen die Alpen-Südseite, und daher ist es nicht nötig, in dieser Darstellung das Mischungsverhältnis der Luft ausdrücklich aufzuführen.

Die Anwendung des Parameters q auf die 116 Tage mit starken und ausgedehnten Niederschlägen hat bestätigt, daß er in statistischem Sinne gut geeignet ist, die Stärke der Niederschläge darzustellen. In der Tat, wenn man für jeden dieser 116 Tage dem betreffenden Wert von q die entsprechende maximale Niederschlagshöhe in mm/24 St. (r_{max}) zuschreibt, bekommt man die Punkt-Verteilung der Abb. 2, welche zeigt, daß im Mittel diese maximale Niederschlagshöhe mit q zunimmt, und zwar in erster Annäherung linear nach folgender Gleichung:

$$r_{max} = 16.0\ q + 100.$$

Diese Formel ist numerisch nicht merklich verschieden von der jenigen, die in (1) angegeben wurde, welche aber nur aus 60 starken und ausgedehnten Niederschlägen mit r_{max} größer als 130 mm/24 St. der Jahre 1960—68 abgeleitet worden ist.

Offenbar wäre es besser, statt r_{max} die totale gefallene Wassermenge in Zusammenhang mit q zu bringen, aber das verlangt oft auch die Kenntnis der Niederschlagsverteilung in anderen angrenzenden Ländern und auf dem Meer, die im allgemeinen fehlt.

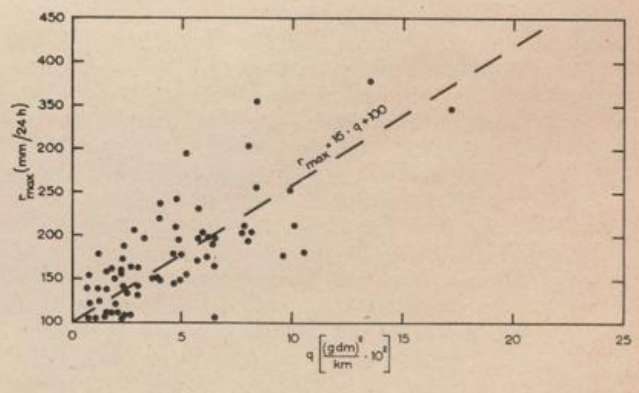


Abb. 2

Abhängigkeit der maximalen Niederschlagshöhe r_{max} (mm/24 St.) von dem Parameter q, für die 116 Tage der starken und ausgedehnten Niederschläge (1960—66).

Durch die Anwendung des q-Parameters ist ein Verfahren angegeben worden, welches zur Prognose der starken und ausgedehnten Niederschläge über Nord-Italien verwendet werden kann, und zwar vor allem dann, wenn der Bezugszeitraum für die Änderung der relativen Topographie mindestens auf 12 Stunden statt 24 reduziert werden könnte.

An anderer Stelle werden wir einige bedeutungsvolle Beispiele angeben und erläutern, mit dem Ziel, eine Klassifikation der typischen und der außergewöhnlichen Wetterlagen, die starke Niederschläge über Ober-Italien erzeugen, zu gewinnen.

Literatur

(1) BOSSOLASCO, M., DAGNINO, I. u. FLOCCHINI, G.: Upper level disturbances and heavy rainfall. Idöjaras 74 (1970) S. 209—212.

(2) BOSSOLASCO, M., DAGNINO, I. u. FLOCCHINI, G.: Analisi delle condizioni meteorologiche responsabili della alluvione del 1—3 Novembre sul Piemonte. Geofis. e Meteor. 19 (1970) S. 25—33.

Diskussionsbemerkungen

F. Lauscher: Darf ich Interessenten auf das vom 20. bis 25. 9. 1971 in Villach/Österreich geplante Internationale Symposion „Grenzen und Möglichkeiten der Vorbeugung vor Unwetterkatastrophen im alpinen Raum" hinweisen?

W. GRESSEL

DK 551.515.1

Zur Bedeutung der Tiefdruckgebiete im Mittelmeerraum für das alpine Wettergeschehen

Zusammenfassung

Die Tiefdruckgebiete über dem Mittelmeeraum beeinflussen mit 12% Anteil an der Wetterentwicklung ganz wesentlich den Wettercharakter des Südalpengebiets und sind dadurch für die Wasserversorgung vor allem zur kälteren Jahreszeit und für das Gelingen oder Mißlingen des Wintersportes von wesentlicher Bedeutung. Nach ihrer Herkunft treten sie entweder als Leewelleneffekt der Westalpen auf oder ziehen schon als ausgebildete Tiefdruckgebiete in den Mittelmeerraum ein. Sie erfahren eine intensivere Entwicklung bei schwacher Höhenströmung und bei einem blockierenden Hochdruckgebiet über Südosteuropa, während sie bei stärkerer Höhenströmung kaum zu einer markanten Ausbildung und Auswirkung gelangen. In zwei Tabellen wird der prozentuelle Anteil des Niederschlages bei Tiefdruckentwicklung über dem Mittelmeerraum den Gesamtniederschlagssummen gegenübergestellt und dadurch die Bedeutung der Tiefdruckstörungen für den Südalpenbereich unter Beweis gestellt.

Abstract

The weather character in the South Alps is influenced to a large extent (12%) by the depressions over the Mediterranean area. According to their origin they are caused either by a lee wave effect of the West Alps or move as already fully developed lows into the Mediterranean area. They develop intensively in a weak upper air flow and in a blocking high over South East Europe, whereas in a stronger upper air flow their development is less intensive. The percentage of the precipitation in the development of lows over the Mediterranean area is compared with the total amount of precipitation in two tables which show the importance of depressions in the South Alps.

In ihrer Entwicklung verschiedentlich durch den Alpenkörper beeinflußt, tragen die Tiefdruckgebiete auf der Alpensüdseite sehr wesentlich zum Wettercharakter des Südalpenbereiches bei. Sie bewirken im Normalablauf eine meist 10- bis 20stündige, mitunter bei Stationärwerden oder Regeneration aber auch mehrtägige Wetterverschlechterung und sind mit einem hohen Prozentsatz für den Wasserhaushalt der Südalpen verantwortlich. Ihr Ausfall kann einerseits zu einem akuten Wassermangel führen und in der kalten Jahreszeit durch Schneemangel den ganzen Wintersportbetrieb in Frage stellen, während andererseits eine besonders intensive Entwicklung der Zyklogenese südlich der Alpen Katastrophenlagen verursachen kann, seien es Hochwässer oder Starkschneefälle mit nachfolgender akuter und verbreiteter Lawinengefahr.

Trotzdem aber findet leider die Entwicklung der Tiefdruckgebiete auf der Alpensüdseite in der praktischen Wetterprognose nicht die nötige Beachtung. Der Grund mag einerseits darin gelegen sein, daß ihre Bildung und Entwicklung oft sehr rasch vor sich geht und vor allem Vorgänge in der Höhe nicht immer ausreichend erfaßt werden können, andererseits aber auch, daß das Hauptaugenmerk in der täglichen Wetterprognose doch vorwiegend auf das für die künftige Witterung in Mitteleuropa maßgebliche Wettergeschehen in West- und Nordeuropa und auf den Ostatlantik gerichtet ist. Außerdem ist für die im mittleren und nördlichen Europa gelegenen Gebiete das Wettergeschehen aus dem Süden kaum mehr von maßgeblicher praktischer Bedeutung, und es genügt für deren Kurzfristvorhersagen meistens, wenn die Tiefdruckgebiete auf der Alpensüdseite erst im Stadium ihrer vollen Entwicklung erfaßt werden, um dann noch immer für die nördlicheren Teile zeitgerecht beurteilen zu können, in welcher Richtung sich die Weiterentwicklung der Tiefdruckstörung fortsetzt. Für den südalpinen Wetterdienst hingegen ist es von größtem Interesse, die Entwicklung eines Tiefdruckgebietes auf der Alpensüdseite schon im Anfangsstadium zu erkennen, doch liegt es in der Natur der Sache, daß trotz aller Obacht und Wachsamkeit ein Überraschungseffekt aus Südwest oder Süd entstehen kann. Auf Grund der wesentlichen Bedeutung der Tiefdruckstörungen auf der Alpensüdseite für das alpine Wettergeschehen wurde ihnen auch in der dynamischen Klassifikation der alpinen Wetterentwicklung eine besondere Bedeutung geschenkt. Die alpine Wetterentwicklung wurde, wie schon anläßlich anderer Tagungen berichtet, durch 19 Wetterablauftypen charakterisiert und alle jene Strömungstypen, also N, E, S oder W, die in Verbindung mit einem Tiefdruckgebiet auf der Alpensüdseite standen, herausgegriffen und prozentual festgehalten. Dabei wird ersichtlich, daß sich im alpinen Wetterablauf eine eindeutige Häufung der Wetterentwicklung aus dem Westsektor (SW bis NW) mit über 40% zeigt, womit sowohl die schon von anderen Seiten bekannte Tatsache bewiesen wird, daß unser Wettergeschehen überwiegend dem Westwettereinfluß unterliegt, als auch zugleich das

Prinzip der dynamischen Klassifikationsmethode der alpinen Wetterentwicklung als richtig bestätigt wird. Das Auftreten von Tiefdruckeinfluß auf der Südseite der Alpen ist mit 12% ganz beachtlich, der Hochdruckeinfluß im Alpenraum erreicht 6%, während die Einflüsse aus dem Ostsektor recht gering sind. Die gradientschwache und kombinierte Wetterentwicklung erreichen 4—6%.

Im Folgenden soll auf die Entstehung und Entwicklungsmöglichkeit der Tiefdruckstörungen auf der Alpensüdseite näher eingegangen werden. Grundsätzlich lassen sich die Tiefdruckgebiete auf der Alpensüdseite in zwei Gruppen teilen:

1. in die im westlichen Mittelmeerbereich entstandenen und
2. in die wesentlich seltener vorkommenden, in den Mittelmeerraum einziehenden Tiefdruckgebiete.

Erstere entstehen dynamisch als Welleneffekt an der Westseite der Alpen, die Strömung der Luftwellen erfährt am Westrand des Alpenkörpers eine Deformation, im Luv des Alpenbogens entsteht in der Folge durch eine teilweise Ablenkung der Luftmassen ein Luftvakuum, welches sich zu einem selbständigen Leewirbel und im weiteren Verlauf, wenn Kaltluftzufuhr aus Norden und eine gegenläufige Warmluftströmung aus dem Süden aktivierend hinzutreten, zu einem bemerkenswerten Tiefdruckgebiet entwickeln kann. Sind letztere Bedingungen nicht erfüllt, zeigen sich zwar, wie es häufig vorkommt, auf der Wetterkarte im Druckfeld Tiefdruckandeutungen, doch eine stärkere Verschlechterung im Wettercharakter bleibt aus. Erfolgt aber eine Weiterentwicklung, dann verlagert sich das Tiefdruckgebiet entsprechend der der Höhenströmung mehr oder weniger langsam, mitunter auch gar nicht wesentlich in den östlichen Mittelmeerraum. Bei hoher Druckverteilung über Südosteuropa wird die Tiefdruckstörung auf der Vb-Zugstraße über Ungarn, und nur dann kann man von einem Vb-Tief sprechen, nordwärts abgelenkt.

Bei besonders lebhafter und straff gerichteter Höhenströmung steht jedoch nicht genügend Zeit zur Verfügung, um im Lee des Alpenkörpers einen ausgeprägten Welleneffekt zur Ausbildung kommen zu lassen, aus dem sich im weiteren Verlauf eine Tiefdruckstörung auf der Alpensüdseite entwickeln könnte. Die Strömung ist einfach zu intensiv, als daß eine stärkere Verwirbelung zustande käme und eine Kaltluftzufuhr aus Norden mit einem Warmluftstrom aus dem Süden in Gegenläufigkeit zur Auswirkung kommen könnte. Und selbst wenn der Fall eintreten würde, daß ein Leewelleneffekt zur Ausbildung gelangt, so wird die entstandene Tiefdruckstörung so rasch nach dem Osten weiterverlagert, daß sie für das Südalpengebiet von keiner besonderen Bedeutung mehr ist.

Ähnlich dem Wellendeformationseffekt am Alpenmassiv mit anschließender Tiefdruckentwicklung auf der Alpensüdseite kann auch eine Leewirbelbildung an den Pyrenäen beobachtet werden. Während Störungen, vom Ostatlantik kommend, über den Golf von Biskaya schon mit Druckanstieg gegen Mitteleuropa ostwärts ziehen, hält der Druckfall auf der Südseite der Pyrenäen oft noch weiter an, es erfolgt eine Teiltiefentwicklung, und erst nachdem die Druckwellen tieferer Schichten den Stau an den Pyrenäen überwunden und das Gebirge überschritten haben, vollzieht sich der Gradientausgleich und die Auffüllung des Teiltiefs auf der Südseite der Pyrenäen. Beispiele hierfür zeigt unter anderen die Wetterentwicklung vom 24. und 25. Mai 1969 und 10. September 1970.

Eine zweite seltenere Art von Tiefdruckgebieten auf der Alpensüdseite ist jene, die als Wellenstörung selbständig entwickelt in den Mittelmeerraum einzieht. Sie nehmen ihre Zugrichtung, entweder aus Südwesten über Afrika kommend, gegen Nordosten oder aus westlicher Richtung als Randstörungen großer atlantischer Tiefdruckgebiete. Ihre Weiterentwicklung, Zugrichtung und Lebensdauer ist von den gleichen Faktoren abhängig wie bei der zuvor besprochenen ersten Art der Tiefdruckgebiete, die auf der Alpensüdseite zur Auswirkung gelangen. Sie ziehen entweder ins östliche Mittelmeergebiet ab oder werden bei hohem Druck über Südosteuropa entlang der Vb-Zugstraße nordwärts geführt bzw. füllen sich unter Druckanstieg allmählich auf.

Zwei verhältnismäßig seltene Erscheinungen in der synoptischen Entwicklung von Tiefdruckgebieten auf der Alpensüdseite sind noch erwähnenswert. Einerseits, daß solche Tiefdruckgebiete mit einer lebhaften Süd- bis Südwestströmung die Alpen direkt überqueren und dabei vor allem auf der Südabdachung sehr ergiebige und zum Teil schauerartige Niederschläge bewirken, die allerdings aber nicht so lange anhalten; andererseits kann trotz Tiefdruckeinfluß südlich der Alpen eine wolkenarme Witterung auftreten, wenn die Tiefdruckstörung weiter südlich liegt, das nördliche Mitteleuropa ebenfalls unter Tiefdruckeinfluß steht und somit ein Divergenzeffekt im Alpenraum zur Ausbildung gelangt.

Während bisher nur jene Wetterabläufe besprochen wurden, die für die Entstehung von Tiefdruckgebieten auf der Alpensüdseite und deren Weiterentwicklung förderlich waren, sollen nun noch Vorgänge angeführt werden, die gegen die Ausbildung von Tiefdruckgebieten auf der Alpensüdseite wirken bzw. zu ihrer Auflösung beitragen. In erster Linie sind es antizyklonale Vorgänge, die im Sommer aus Süd bis Südwest und im Winter meist aus Südost bis Ost gegen den Mittelmeerraum vorstoßen, einer Zyklogenese entgegenwirken, sie verzögern oder überhaupt verhindern oder eine Auffüllung der Tiefdruckgebiete auf der Alpensüdseite einleiten. In solchen Fällen scheinen im Isobarenbild meist nur zyklonale Krümmungen oder ganz flache Teiltiefs auf. Ebenso läßt, wie schon zuvor erwähnt, eine lebhafte, mehr zonal gerichtete Höhenströmung über Mittel- und Südeuropa keine Tiefdruckentwicklung im Mittelmeerraum zu, gegenüber der tiefdruckförderlichen, meridionalen Zirkulation über Mitteleuropa, oder schließlich noch eine flache Druckverteilung, bei welcher das auslösende Moment zur Aktivierung der Vorgänge fehlt.

Die Niederschlagstätigkeit bei Tiefdruckgebieten auf der Alpensüdseite erreicht im Südalpenbereich bzw. am Alpenostrand ihre höchsten Werte, während in den meisten Fällen zur gleichen Zeit über den Nordalpen und dem Alpenvorland aufgelockerte oder gar nur geringe Bevölkung vorherrscht.

In nachstehenden Tabellen ist die jahreszeitliche Niederschlagsverteilung am Flughafen Klagenfurt von 1960 bis 1969 zusammengefaßt. Tab. 1 enthält die mittleren Monatssummen dieses Zeitraumes des gesamten Niederschlages, die zweite Zeile die mittleren Monatssummen des Niederschlages bei Tiefdruckeinfluß auf der Alpensüdseite (T_{SA}) und in der dritten Zeile sind die prozentuellen Anteile des Niederschlages bei Tiefdruckeinfluß auf der Alpensüdseite gegenüber der Gesamtniederschlagsmenge angeführt.

Tab. 2 enthält die mittlere Zahl aller Tage mit Niederschlag von 1960 bis 1969, in der zweiten Zeile die mittlere Zahl aller Tage mit Niederschlag, an denen ein Tiefdruckgebiet auf der Alpensüdseite wetterwirksam war und in der dritten Zeile die prozentuellen Anteile der Tage mit Niederschlag bei Auftreten eines wetterwirksamen Tiefdruckgebietes auf der Alpensüdseite gegenüber der Gesamtsumme der Tage mit Niederschlag.

Tab. 1

	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Gesamt-Ni	35	33	49	60	96	94	123	112	100	80	117	62
Ni mit T_{SA}	26	25	35	38	51	34	44	38	50	57	90	54
%	75	75	71	63	53	36	36	35	50	71	77	85

Tab. 2

Gesamt-Ni-tage	10	9	10	11	14	15	13	15	12	9	15	12
Ni-tage mit T_{SA}	5	5	5	5	5	2	2	2	3	4	8	7
%	50	56	50	46	36	13	15	13	25	44	53	58

Aus beiden Tabellen wird konform ersichtlich, daß sich die größte Niederschlagstätigkeit auf die Sommermonate und auf den November erstreckt, während in den Wintermonaten bei den Gesamtniederschlagsmengen die niedrigsten Werte auftreten. Genau umgekehrt zu dieser Gesamtniederschlagsverteilung liegen die Verhältnisse bei den Niederschlägen, die im Zusammenhang mit Tiefdruckgebieten auf der Alpensüdseite stehen. Diese erreichen von Oktober bis Dezember ihre Höchstwerte überhaupt und weisen im Winter und Frühjahr ihren größten Anteil an der Gesamtniederschlagsmenge auf, während sie in den Sommermonaten stark zurücktretend ihr Minimum haben. Damit finden die vorangegangenen Erläuterungen ihre zahlenmäßige Bestätigung. Ferner ist aus den Tabellen noch ersichtlich, daß der Prozentwert für den Anteil der T_{SA} bei den Niederschlagssummen höher ist als bei den Niederschlagstagen. Das bedeutet, daß bei relativ weniger Niederschlagstagen mit T_{SA} im Vergleich zu den Gesamtniederschlagstagen wesentlich höhere Niederschlagsmengen fallen, also die Tiefdruckgebiete auf der Alpensüdseite zwischen Oktober und März eindeutig die Hauptniederschlagsbringer sind. Aber auch in allen anderen Monaten, selbst bei noch so geringem Auftreten der Tiefdruckgebiete auf der Alpensüdseite zeigte sich immer wieder der höhere Prozentsatz bei den Niederschlagssummen gegenüber den Niederschlagstagen, wodurch in allen Fällen die Ergiebigkeit der Niederschläge bei Tiefdruckgebieten auf der Alpensüdseite für den Südalpenraum unter Beweis gestellt ist.

H. VOIRON

DK 551.509.317 : 551.509.324.2

L'instabilité sur les Alpes en été

Résumé

Durant l' été sur les Alpes, une partie importante des précipitations est due à l'instabilité de l'atmosphère. On se propose d'analyser ces situations particulièrement intéressantes en l'absence de pertubations météorologiques. A l'aide du radiosondage de Lyon et d'une carte quotidienne d'isohyètes localisée près de Grenoble dans une région alpine au relief varié, on tente de relier l'épaisseur des différentes sortes d'instabilité aux précipitations mesurées. L'emploi de l'indice de SHOWALTER se révèle le plus fructueux. Si l'on élimine des conditions bien déterminées, une méthode simple de prévision de l'instabilité à très courte échéance se basant sur cet indice est proposée. Enfin, on montre que le radiosondage de Lyon sous-estime l'instabilité qui se manifeste sur les Alpes Occidentales.

1. Indroduction

Si, durant l'hiver dans nos régions, on peut considérer que les précipitations sont pratiquement dues à l'approche, au passage ou à l'éloignement d'une perturbation météorologique, il n'en n'est pas de même en été. En effet, lorsqu'on a l'avantage de tracer tous les jours une carte d'isohyètes on s'aperçoit très vite que les précipitations d'été, si elles sont encore dues quelquefois à une perturbation, elles se manifestent fréquemment par situation non perturbée.

Plus précisèment il semble que les précipitations par „instabilité pure", c'est à dire en l'absence de perturbation, soient de plus en plus fréquentes avec l'approche du milieu de l'été. De même elles sont de moins en moins fréquentes en s'éloignant de cette époque. Cette instabilité pure correspond aux „orages isolés qui sont indépendants des perturbations" de H. LETTAU (1).

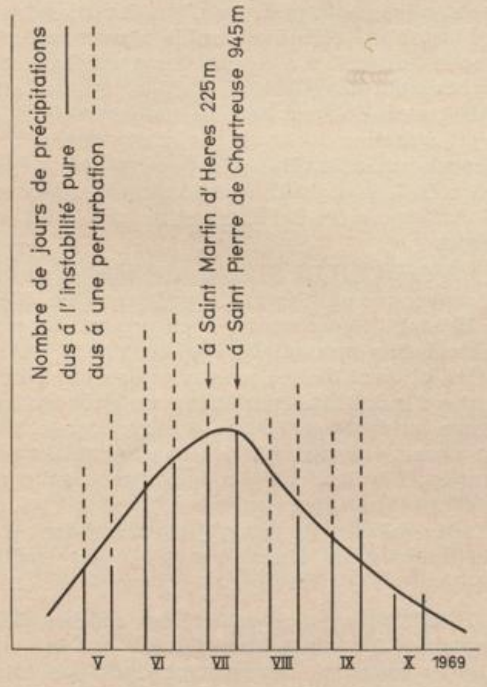


Fig. 1
Evolution saisonnière de l'instabilité pure.

Ces précipitations se produisent localement par quantités parfois importantes (supérieures à 25 mm/24h) avec noyaux d'isohyètes souvent concentrés. La fig. 1 donne le nombre de jours de précipitations mesurés près de Grenoble durant l'été 1969 à des altitudes différentes; on peut remarquer la régularité avec laquelle le nombre de jours de précipitation dus à l'instabilité pure croît de mai à juillet pour ensuite décroître jusqu'en octobre.

Avant d'entreprendre cette étude on pensait que les vents dominants en altitude étant d'Ouest, le radiosondage de Lyon était donc en amont du courant général et se révélerait particulièrement intéressant pour les Alpes. Compte tenu de l'expérience acquise on s'aperçoit qu'il y a en réalité deux vents dominants en été dans les basses couches au-dessous de 500 mb sur les Alpes Françaises du Nord:

— un courant à composante Sud trés favorable à l'instabilité comme nous le montrerons

— un courant à forte composante Nord très défavorable à l'instabilité mais de façon bien moins marquée que précédemment et en tous cas pas de façon exclusive.

On se propose d'examiner l'instabilité sur les Alpes du Nord pendant l'été. Pour cela on a analysé tous les radiosondages de 1200 TU faits à Lyon du 1er Mai au 31 Octobre 1969; bien que les mois de Mai et d'Octobre ne puissent être considérés comme des mois d'été on a préféré les associer à notre période de recherche pour «cerner» toutes les situations d'été de l'année. D'autre part l'analyse de la plupart des cartes météorologiques nous a permis de sélectionner les situations à instabilité pure des situations perturbées. Enfin le tracé d'une carte d'isohyètes quotidienne sur une «zone témoin» d'environ 20 sur 30 km au voisinage de Grenoble a permis de se prononcer sur l'effet résultant de l'instabilité cherchée (cf. fig. 2).



Fig. 2
Localisation des noms cités
— — — — — — — — zone témoin.

2. Considerations théoriques sur l'instabilité

L'instabilité qui nous intéresse se rapporte à celle de l'équilibre vertical de l'atmosphère dans les couches situées au-dessous de 500 mb. Lorsque cet équilibre est rompu il se produit un mouvement ascendant dû soit à une cause thermique soit à une cause mécanique, soit encore aux deux à la fois.

L'instabilité thermique résulte de l'application du principe d'ARCHIMEDE à une particule d'air isolée dans l'espace et qui subit par variation de température donc de masse volumique une force de rappel dirigée verticalement et appliquée au centre de la particule. Lorsque cette dernière subit un léger déplacement vertical pouvant être dû soit au relief du sol ou à la turbulence, si cette force tend à accroître le mouvement vertical elle entraîne l'instabilité de notre particule. Dans le cas contraire elle tend à freiner le mouvement vertical et elle entraîne alors la stabilité de la particule. Admettant que le particule se transforme adiabatiquement dans son mouvement vertical on sera donc amené à comparer des gradients verticaux de températures. Selon qu'on considère les différentes températures thermodynamiques on peut parler:

- d'instabilité absolue
- d'instabilité sélective
- d'instabilité convective
- de couche élémentaire instable.

On ne reprenda pas la théorie de l'instabilité généralement très bien développée dans tout cours de météorologie.

L'instabilité due à la cause mécanique peut être qualifié d' «instabilité dynamique». Elle ne peut exister que dans un écoulement horizontal sur une surface en pente. Elle est nulle s'il y a absence d'écoulement ou écoulement avec absence de pente. Cette pente sert de «tremplin» à la particule d'air. Pour illustrer notre idée examinons le cas d'un courant en altitude de Nord-Ouest intéressant la chaîne de Belledone au voisinage de Grenoble. Considérons qu'on a affaire à un vent de Nord-Ouest dont la vitesse est de 30 noeuds à 700 mb. Sur le versant au vent la pente moyenne est de l'ordre de:

$$\frac{3.000\ \text{m} - 250\ \text{m}}{12.000\ \text{m}} = 22\%$$

Un simple calcul montre que le courant initial est déformé au voisinage du relief et que dans notre cas considéré il en résulte un mouvement vertical de l'ordre de 3,3 mètres/seconde. Cette vitesse ascendante, considérable par rapport à celles qu'on a l'habitude de trouver au-dessus d'un sol plat, constitue ce que nous avons appelé l'instabilité dynamique.

Il parait difficile de distinguer l'instabilité thermique de l'instabilité dynamique dans une situation, aussi on cherchera en premier lieu à déceler l'instabilité thermique et si manifestement il existe de l'instabilité dynamique on considérera qu'elle renforce la précédente.

Le «degré d'instabilité» ne se mesure pas comme n'importe quel autre élément météorologique. Bien que l'instabilité soit une propriété physique d'une particule atmosphérique on la qualifiera de plus ou moins marquée de façon subjective. Cependant quelques auteurs ont essayé de rendre mesurable l'instabilité; les plus connus constituent ce qu'on peut appeler l'école américaine dont SHOWALTER (2) est celui qui a le plus retenu notre attention. L' «indice de SHOWALTER» a en effet l'avantage d'être rapidement obtenu à l'aide d'un radiosondage; généralement compris entre +15 et −5 dans nos régions on peut en première approximation considérer que:

si I_s (indice de SHOWALTER) est supérieur à 5 il n'y a pas d'instabilité,

si I_s est inférieur à 5 il y a instabilité,

lorsque I_s est égal à 5 on est évidemment dans un cas d'incertitude mais l'humidité des basses couches, la circulation à 700 et à 500 mb ou d'autres facteurs permettront souvent de lever le doute. Ces cas d'incertitude sont très rares.

3. Détermination pratique de l'instabilité. Ses résultats

Avant d'appliquer la méthode qui nous paraît la plus fructueuse parce qu'à notre avis prévisible, examinons l'instabilité obtenue par comparaison de différents gradients de températures.

Avec VIALAR (3) on a décelé l'instabilité absolue sur une série continue de radiosondages. Sur 90 jours analysés 43 présentent une couche d'instabilité absolue dont 8 correspondent à la présence d'une perturbation et 17 à de l'instabilité pure alors qu'on a observé 27 jours avec précipitations dues à celle-ci. L'instabilité absolue est donc deux fois plus fréquente dans les situations à instabilité pure que dans les situations perturbées. Dans les deux tiers des cas cette instabilité absolue entraîne la formation de précipitations. L'épaisseur de l'instabilité absolue ne semble pas avoir de rapport avec la quantité de précipitation mesurée.

Toujours avec VIALAR (3, p. 44) examinons l'instabilité sélective. On trouve alors toujours de l'instabilité sélective sur les radiosondages d'été. L'épaisseur de la couche d'instabilité sélective semble n'avoir aucun rapport avec le fait qu'il y a ou non des précipitations. Les couches d'instabilité sélective les plus épaisses (atteignant 5.000 m au-dessous 500 mb) n'ont parfois entraîné aucune précipitation durant la période retenue. Par contre les couches d'instabilité sélective les moins épaisses (de l'ordre de 1.000 à 1.500 m et toujours au-dessous de 500 mb) correspondent à l'absence de précipitation sur notre région.

Avec BESSEMOULIN (4) on trouve toujours de l'instabilité convective sur les radiosondages d'été. L'épaisseur de l'instabilité convective a encore peu de rapport avec l'association précipitation et instabilité pure. Cependant la plupart de ces précipitations ont lieu avec une couche d'instabilité convective modérée ou épaisse (supérieure ou égale à 3.000 m au-dessous de 500 mb) mais on observe également des couches épaisses sans précipitation. Par contre et comme précédemment les couches d'instabilité peu épaisses (inférieures ou égales à 1.000 m au-dessous de 500 mb) correspondent à l'absence de précipitation, donc d'instabilité pure suffisamment active.

Avec PONE (5) on a déterminé les couches élémentaires instables. De cet examen on voit que les couches élémentaires instables ne correspondent pas toujours aux situations à instabilité pure, mais si on tient compte de la saison on remarque:

— en avant-saison (mai) on observe de l'instabilité pure avec absence de couches élémentaires instables

— en plein été (juillet) toute instabilité pure est pratiquement associée à une couche élémentaire instable.

Les méthodes précédentes donnent les meilleurs résultats en l'absence d'instabilité pure; on voit donc une fois de plus que le «beau temps» est plus facile à prévoir que le «mauvais temps». C'est pourquoi dans ce dernier cas surtout nous proposons d'utiliser l'indice de SHOWALTER.

4. L'indice de SHOWALTER appliqué aux alpes. Les résultats

Dans l'analyse des radiosondages de Lyon durant la période choisie on a en particulier déterminé l'indice de SHOWALTER pour chaque jour de façon à voir si cet indice est significatif sur notre région. Pour ce faire on a distingué les situations météorologiques perturbées des situations à instabilité pure, le résultat étant donné par la carte d'isohyètes en 24 heures. Bien entendu on s'est essentiellement intéressé à la combinaison d'une situation avec instabilité pure ainsi que la présence ou l'absence de précipitation. Pour chaque situation retenue on observe notre indice et dans le cas où il n'est pas significatif on essaie de l'expliquer. Les résultats obtenus peuvent pratiquement se résumer comme suit:

— à première vue l'indice de SHOWALTER n'est pas significatif si on tient compte de toutes les situations météorologiques, car en considérant les deux extrêmes on voit que:

— tous les indices inférieurs ou égaux à *zéro* ne correspondent pas à l'existence de précipitation

— tous les indices supérieurs ou égaux à *dix* ne correspondent pas toujours à l'absence de précipitation et pourtant à laquelle on est en mesure de s'attendre

— un examen plus approfondi montre que cet indice n'est pas significatif surtout par régime perturbé, ce qui est normal vue la superposition fréquente de différentes masses d'air dans ce cas. De nombreux exemples nous le confirment tels que ceux-ci parmi d'autres:

— le 6/5/69 le passage d'un front froid a laissé un noyau d'isohyètes dont le maximum a été de 58, 4 mm avec un I_s égal à 10,5

— le 7/5/69 le passage d'une occlusion est marqué par un noyau d'isohyètes atteignant 11,5 mm, l'I_s de ce jour étant de 11,5

— le 26/8/69 la présence d'un front quasi-stationnaire correspond à un noyau de 42 mm et un indice $I_s = 10$

— l'indice de SHOWALTER est nettement plus significatif dans les Alpes qu'à Lyon. L'examen du mois de Juillet en particulier nous le confirme; on a comparé durant le milieu de l'été:

— l'indice de SHOWALTER (18 valeurs inférieures à +5)

— les précipitations observées sur la zone témoin (16 jours de précipitation tant à Saint Martin d'Hères qu'à Saint Pierre de Chartreuse)

— les précipitations à Lyon (4 jours de précipitation mesurable). On remarque beaucoup plus de jours avec précipitation, en majeure partie due à l'instabilité pure, sur les Alpes qu'à Lyon en bordure du massif

— lorsqu'aux niveaux 700 et 500 millibars ou même seulement à l'un des deux, l'atmosphère est sèche (pour se fixer un ordre de grandeur, admettons $TT - T_dT_d$ supérieur ou égal à 10° C), l'indice de SHOWALTER, s'il est inférieur ou égal à +5 n'est pas significatif. Plusieurs exemples nous le montrent et en particulier celui du 9 Août 1969:

- $I_s = +2$
- on n'observe aucune précipitation
- à 700 mb on a $TT - T_dT_d = 17°$
- à 500 mb on a $TT - T_dT_d = 15°$

— par contre l'indice de SHOWALTER est trés significatif lorsque la circulation est faible dans les basses couches et en particulier au niveau 500 mb. La période du 23 au 26 Juillet 1969 nous le montre; caractérisée par une circulation quasi-nulle à 500 mb l'indice ayant été inférieur ou égal à +1,5 s'est révélé comme trés significatif; les périodes des 3 et 4 Juillet 1969 ainsi que du 13 au 15 Juin 1969 sont d'autres exemples. Ces séries même courtes représentent des regroupements de jours instables

— enfin l'indice est trés significatif lorsque le courant en altitude a une composante Sud marquée. En effet si on examine les mois de Juillet, Aout et Septembre on voit que l'association précipitations d'instabilité et courant de Sud en altitude correspond toujours à un indice inférieur à 5. Considérant que ce qui se passe dans les basses couches est primordial on se s'intéressera qu' aux courants en altitude jusqu'à 500 mb. Par contre l'association absence de précipitation et courant de Nord, si elle correspond souvent à un I_s supérieur à 5, donc significatif n'est pas exclusive, on trouve quelquefois des situations de «beau temps» par régime de Sud mais avec des I_s supérieurs à 5. Il semble donc que le régime en altitude soit trés intéressant pour l'importance à attacher à l'indice de SHOWALTER.

5. Les facteurs pouvant modifier l'instabilité

Les facteurs qui renforcent l'instabilité

Une première cause, thermique, consiste dans l'abaissement de la température en altitude. C'est en général le phénomène bien connu depuis plusieurs décades de la «goutte froide». On sait qu'en général un refroidissement en altitude est lié à une perturbation. Eliminant ce cas classique on a vu au cours de l'été 1969 des refroidissements de l'ordre de −5° C en 24h sur la carte de 500 mb qui n'étaient en liaison avec aucune perturbation et qui correspondaient donc bien à notre instabilité pure. La connaissance du champ de température en altitude et notamment à 500 mb nous parait fondamentale pour l'analyse de l'instabilité; nous montrerons plus loin qu'elle est déterminante pour la prévision de cette instabilité.

Une autre cause, mécanique, renforce aussi l'instabilité; c'est lorsqu'il existe un courant fort dans les basses couches sur une zone à relief marqué. Dans ce cas l'instabilité, que nous avons qualifiée plus haut de dynamique s'ajoute à l'instabilité thermique. L'expérience montre qu'il est peu courant de trouver une situation d'été présentant des vents modérés ou forts dans les basses couches au-dessous de 500 mb (supérieurs ou égaux à 25 noeuds) et ce en l'absence de perturbation. Cependant lorsqu'elle existe il semble possible de relier les noyaux d'isohyètes atteignant ou dépassant 50 mm en 24h à l'existence de vents de l'ordre de 30 noeuds entre 700 et 500 mb. Le cas du 5 Mai 1969 illustre notre observation: un noyau d'isohyètes atteint 67 mm en 24h sur l'extrême nord du Vercors alors que les vents étaient respectivement à Lyon de 140°/25 kt à 700 mb et de 180°/35 kt à 500 mb l'indice de SHOWALTER étant de +4 ce jour. Les forts vents des basses couches ont permis au relief existant de renforcer considérablement l'instabilité; on n'a en effet enregistré que 6 mm de pluie à Lyon durant les mêmes 24 heures.

Les facteurs qui détruisent l'instabilité

L'instabilité est nettement détruite par ce que nous proposons d'appeler l' «effet de continentalité». Comme on a déjà eu l'avantage de l'écrire cet effet de continentalité est pratiquement proportionnel au trajet continental de la particule d'air qui nous atteint. Dans notre région cet effet se produit par courants en altitude allant du Nord à l'Est et est particulièrement marqué par régime de Nord-Est en altitude. A première vue c'est sur le niveau 500 mb que l'effet pourrait être le plus efficace, mais l'expérience montre qu'il l'est peut être encore plus au niveau 700 mb; le niveau 850 mb se révélerait peut-être aussi comme efficace mais les lignes de courant de celui-ci sont beaucoup trop déformées par le relief. On peut admettre que ce facteur est prévisible d'un jour à l'autre.

Un autre facteur détruit nettement l'instabilité c'est la diffluence (à laquelle est toujours liée de la subsidence). Bien que les cas constatés soient assez rares on voit parfois dans la diffluence des courants en altitude (à 700 ou à 500 mb) la seule explication à l'association instabilité thermique notable et absence de précipitation. C'est encore au niveau 700 mb qu'on attachera le plus d'importance bien que le niveau 500 mb soit également déterminant. Ce facteur est assez difficile à déceler, la densité du réseau de sondages en altitude n'étant pas en rapport avec non seulement notre zone témoin mais surtout les Alpes du Nord. On peut considérer que la diffluence n'est pratiquement pas prévisible d'un jour à l'autre.

Un troisième cas assez net de destruction de l'instabilité est dû à un réchauffement en altitude (il est possible que celui-ci soit lié à de la subsidence mais nous préférons l'appeler ainsi parce qu'il est alors aisément décelable). L'exemple du 4 Août 1969 illustre notre observation: on a $I_s = +4$ et on devrait s'attendre à de l'instabilité mais on n'enregistre aucune précipitation; si on examine l'altitude des isothermes 0° et −10° à Lyon on obtient:

- le 3/8/69 iso 0° à 4100 m et −10° à 5750 m
- le 4/8/69 iso 0 °à 4850 m et −10° à 6490 m

leurs différences d'altitude sont respectivement de +750 m et +740 m. Il y a donc eu un réchauffement en altitude que l'on peut considérer comme important comme chaque fois qu'il est supérieur à +5°/24h. Ce facteur, prévisible d'un jour à l'autre appuie le crédit que l'on a apporté précédemment au refroidissement en altitude renforçant l'instabilité.

6. La prévision de l'instabilité

Il parait difficile de vouloir résoudre un tel problème, mais pour un météorologiste, pourquoi s'intéresser à l'instabilité si ce n'est pour en arriver à ce stade qui devrait être le but recherché.

Compte-tenu de ce qui a été mis en relief précédemment c'est dans la prévision de l'indice de SHOWALTER qu'on voit apparaitre une solution. Théoriquement la prévision de cet indice est simple, celui-ci pouvant aisément se déduire de:

- la température du Θ_w' prévu au niveau 850 mb (lequel peut s'obtenir du T_dT_d du jour à 06 TU, heure voisine du minimum de température, et de la température maximale prévue à ce niveau)
- la température prévue au niveau 500 mb

La première valeur impose une mesure en altitude au niveau de 1500 m environ. Faute de trouver une station météorologique synoptique à cette altitude on utilisera les stations d'altitude existantes et on essaiera de critiquer les résultats obtenus. Dans notre région on trouve trois stations:

- Bourg Saint Maurice (73) indicatif 497, à 850 m d'altitude qui pourrait nous donner une idée de l'instabilité sur la Vanoise
- Lus la Croix Haute (26) indicatif 587, à 1200 m est beaucoup plus représentative et donne un très bon ordre de grandeur de l'instabilité sur une grande partie des Alpes mais plus particulièrement sur le Vercors et l'Oisans
- Embrun (05) indicatif 591, à 850 m pourrait donner une idée de l'instabilité sur les Alpes du Sud.

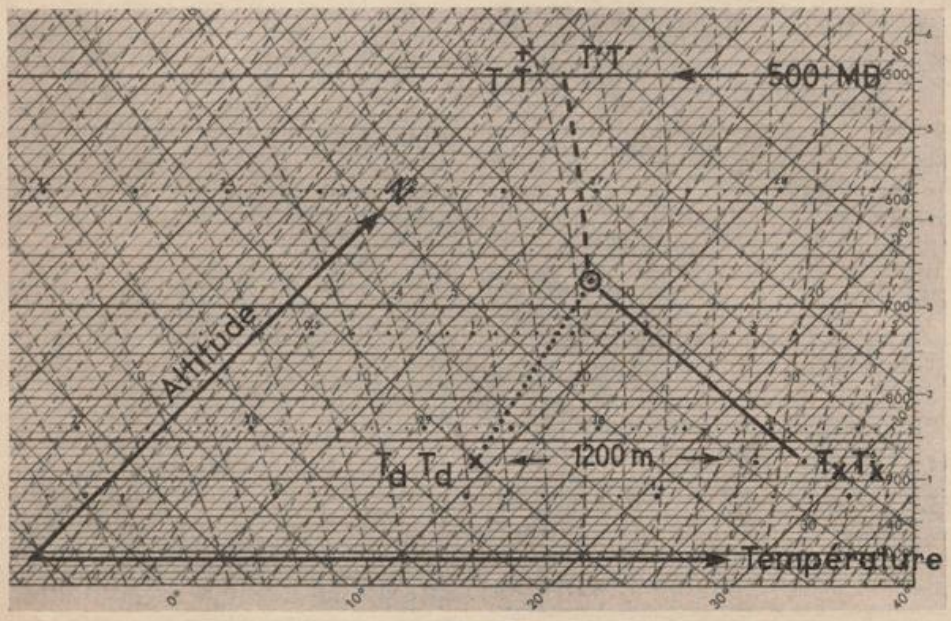


Fig. 3
Exemple de prévision de I_s. Date: 8 Septembre 1970. Station météorologique: 07587 (Lus la Croix Haute, France)
T_dT_d (lue) le 8 à 0600TU: +9° C
T_xT_x (prévue) le 8 après-midi: +27° C
au niveau 500 mb sur les Alpes du Nord,
TT (prévue) le 8 à 1200TU: —10° C
toujours au niveau 500 mb
T'T' (lue) issue de Θ'_w à 1200 m: —7°5C.
I_s = TT — T'T'
I_s = —2°5 C

Durant l'été 1970 on a tenté de prévoir l'instabilité à partir d'indices déterminés comme nous venons de l'indiquer. Les meilleurs résultats ont été obtenus avec la station de Lus la Croix Haute qui est la plus proche de l'altitude devant être prise en considération. Cet I_s prévu était donc déterminé le matin dès réception du réseau de 0600 TU de la façon suivante:

— on extrait T_dT_d de 587 à 0600 TU

— d'après le TT de la veille à 1200 TU on évalue la température maximale prévue pour le jour même d'après le champ de température au niveau 500 mb du jour à 0000 TU on évalue la température à 500 mb sur les Alpes du Nord

— à l'aide d'un émagramme on détermine le Θ_w' prévu pour l'après-midi au niveau 1200 m, de ce point on remonte l'adiabatique saturée et par simple lecture on obtient la valeur prévue de I_s (cf. fig. 3).

La prévision de l'instabilité telle que nous venons de la décrire n'est faisable que le jour même et par conséquent est de trés courte échéance, c'est à dire de l'ordre de 12 heures. Compte-tenu du rôle que joue l'évolution diurne dans l'instabilité on peut admettre que notre prévision s'étend à près de 24 heures car elle peut raisonnablement englober la nuit suivant le matin de son élaboration.

Dans la prévision des éléments nécessaires à la prévision effective de l'indice il semble que celui donnant le plus de difficulté soit la température à 500 mb; on pense cependant que l'analyse quotidienne des cartes en altitude permet de faire une prévision de température à ce niveau , acceptable.

De l'expérience acquise au cours de ces derniers mois on peut remarquer que la méthode exposée est généralement pessimiste. L'indice prévu est pratiquement toujours inférieur à l'indice réel. Lorsqu'on détermine notre indice à l'aide des trois stations précédentes il est bon de ne retenir que celui dont la valeur est la plus élevée. Les résultats obtenus, ne concernant qu'un nombre de cas limités sont donnés dans la fig. 4.

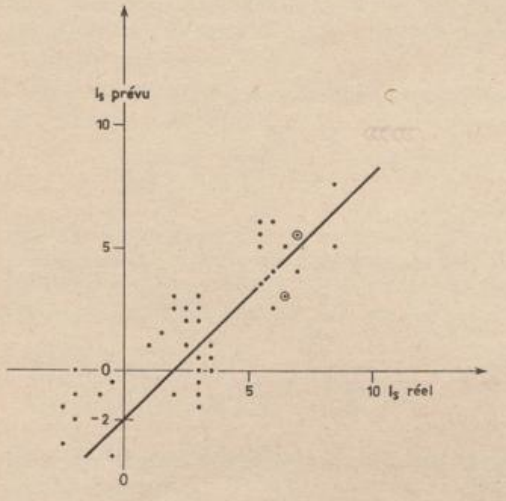


Fig. 4
Résultats obtenus dans la prévision de l'I_s pendant l'été 1970.

7. Le radiosondage de Lyon est-il significatif sur les Alpes?

Notre région est assez proche de Lyon pour qu'en principe le radiosondage qui y est effectué soit représentatif, mais la présence du relief entraîne une modification non négligeable dans les basses couches de l'atmosphère.

Comparons par exemple la température mesurée en altitude au-dessus de Lyon au températures enregistrées dans le massif du Mont-Blanc à 1050, 2000 et 2500 m; les quelques cas examinés (Mai et Juin 1970) font nettement apparaitre qu'à la même heure soit 1200 TU:

— les températures de Chamonix (1050 m) sont toujours plus élevées et parfois de plus de 5° que les températures à la même altitude au-dessus de Lyon

— les températures de Plan Praz (2000 m) et du Brevent (2500 m) sont presque toujours plus basses, de l'ordre de quelques degrés, que celles mesurées au-dessus de Lyon; ces écarts sont plus importants par régime de sud en altitude que par régime de nord.

On admettra donc que le radiosondage de Lyon sous-estime l'instabilité lorsqu'elle existe dans les Alpes du Nord.

Conclusion

Après cette approche de l'analyse et de la prévision de l'instabilité sur une région au relief marqué que peut-on retenir?

L'instabilité étant essentiellement un problème de thermodynamique, celui-ci serait pratiquement résolu a la seule condition de connaitre parfaitement l'évolution de l'humidité de l'air dans les basses couches au cours du temps. Ce facteur est à notre avis l'essentiel et sa connaissance est fondamentale. Mais en l'absence d'un régime perturbé l'évolution de l'humidité est trés difficile à prévoir. Lorsqu'on sera en mesure de le faire d'un jour à l'autre avec certitude et surtout dans le cas où elle doit croître on pense qu'alors la prévision de l'instabilité pourra dépasser l'échéance des 24 heures. En attendant l'exploitation de tous les renseignements météorologiques disponibles s'impose; une telle exploitation constitue à sa façon une recherche apportant souvent quelques satisfactions qui seront, même si elles sont éphèmères, toujours des encouragements.

Bibliographie

(1) LETTAU, H.: Non-frontal thunderstorms which are independant of disturbances of the general circulation. Proc. Symp. Mountain Meteor. Fort Collins/Col. 1967 p. 24.

(2) SHOWALTER, A. K.: Stability index for thunderstorms forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc. 34 (1953) p. 250.

(3) VIALAR, J.: Cours d'exploitation aérologique. Paris (1962) p. 43.

(4) BESSEMOULIN, J.: Leçons destinées à la formation des prévisionnistes pour l'aéronautique. Paris (1955). T. II, p. 121.

(5) PONE, R.: Critères de stabilité d'une couche élémentaire. J. sci. Météor. Nr. 16 (1952) p. 126.

H. PICHLER

DK 551.511.3 : 551.509.317 : 551.557.2

Zusammenhang zwischen Temperaturschichtung und Stromfeldänderungen im Alpenbereich

Zusammenfassung

Die Ablenkung, die eine Strömung beim Überqueren eines Gebirgszuges erfährt, ist von der thermischen Schichtung der Luft über dem Gebirge abhängig. Daraus läßt sich umgekehrt bei Beobachtung dieser Ablenkung die Temperaturverteilung über einem Gebirge bestimmen. Dadurch wurde es möglich, mittels Beobachtungen an den Radiosondenstationen Stuttgart und Mailand die thermische Schichtung über dem Alpenkamm für ausgewählte Wetterlagen zu berechnen.

Abstract

The deflection angle of the trajectory of an air particle crossing a mountain range depends strongly on the distribution of the potential temperature above the mountain region. On the observation of this deflection angle it is possible to determine the distribution of temperature above the mountain region. With regard to this fact the static stability above the alpine region could be estimated by the aid of the observations of the radiosonde stations Stuttgart and Milano.

Bei der Überströmung der Luft über einem Gebirgszug wird die Temperaturschichtung erheblich modifiziert. Der orographische Einfluß der Alpen auf die großräumige Strömung wurde bereits in einer Reihe von Arbeiten (1) bis (4) untersucht. Auf diese Untersuchungen aufbauend, soll in der vorliegenden Arbeit die Modifikation der Temperaturschichtung in der freien Atmosphäre über dem Alpenbereich sowohl bei Nord- als auch bei Südüberströmung des Alpenhauptkammes näher untersucht werden.

Mit Hilfe des Erhaltungssatzes der potentiellen Vorticity im (x, y, Θ, t)-System

$$\frac{D}{Dt}\left[(\zeta + f)\frac{\partial\Theta}{\partial p}\right] = 0 \qquad [1]$$

läßt sich für eine scherungsfreie geradlinige Anströmung im stationären Fall die Ablenkung des Windes von der Anströmungsrichtung bei Überqueren des Alpenhauptkammes in der Form (s. (2) und (4))

$$\sin\alpha = \frac{1}{V}\int_{y_0}^{y_1}\left\{\left[\left(\frac{\partial\Theta}{\partial p}\right)_0 \Big/ \frac{\partial\Theta}{\partial p}\right] f_0 - f\right\} dy \qquad [2]$$

berechnen. Der Index 0 bezieht sich auf die Ausgangssituation. Es bedeuten:

Θ = potentielle Temperatur

p = Druck

$\zeta = \left.\frac{\partial v}{\partial x}\right|_\Theta - \left.\frac{\partial u}{\partial y}\right|_\Theta$ = relative Vorticity

f = vertikaler Coriolisparameter

α = Winkel, den die Trajektorie mit der Nord-Südrichtung einschließt.

V = konstante Windgeschwindigkeit entlang der Trajektorie.

Unter Anwendung des Mittelwertsatzes der Integralrechnung und der Annahme einer linearen Variation von $f = f_0 + \beta y$ mit $\beta = \frac{df}{dy} = \text{const.}$ folgt aus Gl. [2]:

$$\sin\alpha = \frac{1}{V}\left\{f_0(y_1 - y_0)\,[P(y^*) - 1] - \frac{\beta}{2}(y_1^2 - y_0^2)\right\}, \qquad [3]$$

Term I Term II

wobei $P(y) = \left(\frac{\partial\Theta}{\partial p}\right)_0 \Big/ \left(\frac{\partial\Theta}{\partial p}\right)_y$ ist und y^* im Intervall $y_0 < y^* < y_1$ liegen muß.

Für $P(y^*) < 1$ folgt eine vertikale Schrumpfung der isentropen Flächen (orographischer Einfluß),

für $P(y^*) > 1$ folgt eine vertikale Dehnung der isentropen Flächen.

Der orographische Einfluß wird in einem solchen Fall durch eine Wetterentwicklung von synoptischer Größenordnung überkompensiert. Die Diskussion von Gl. [3] liefert folgendes Ergebnis:

1. Nordüberströmung des Alpenhauptkammes:
   Das Zusammendrücken der isentropen Flächen, hervorgerufen durch den orographischen Einfluß der Alpen (Term I) bewirkt eine Ablenkung der Trajektorie nach rechts. Die Variation des Coriolisparameters mit der geographischen Breite (Term II, β-Effekt) bewirkt eine Ablenkung nach links.
2. Südüberströmung des Alpenhauptkammes:
   Der Orographieeffekt bewirkt wiederum eine Ablenkung nach rechts, der β-Effekt bewirkt in diesem Fall ebenfalls eine Ablenkung nach rechts.

Würde man hingegen sowohl bei einer Nord- als auch Südüberströmung des Alpenhauptkammes eine Auffächerung der isentropen Flächen beobachten, so müßte dieser Effekt in beiden Fällen eine Ablenkung der Tra-

jektorie nach links bewirken. Im Fall, daß weder ein Zusammendrücken noch ein Auffächern der isentropen Flächen stattfindet, kommt nur der β-Effekt zum Tragen.

Bekanntlich ist die thermische Schichtung in der freien Atmosphäre über dem Alpenmassiv sehr schwer bestimmbar, da einerseits keine Radiosondenstationen im Alpenbereich zur Verfügung stehen, andererseits die Sondenballone in größeren Höhen vom gewünschten Ort der Beobachtung abgetrieben werden.

Es wurde nun versucht (s. (3)) an Hand von vorgegebenen Windbeobachtungen an den Radiosondenstationen Stuttgart und Mailand, sowie beobachteten $\frac{\partial \Theta}{\partial p}$-Werten an diesen Stationen mittels Gl. [2] durch parabolische Interpolation den Verlauf von $\frac{\partial \Theta}{\partial p}$ über dem Alpenkamm entlang der Linie Stuttgart — Mailand ($\approx 10°$ östlicher Länge) zu bestimmen.

Aus den Beobachtungen an den beiden Radiosondenstationen während des IGY wurden folgende Fälle ausgewählt:

1. Nordüberströmung:
   Nordwind ($360° \pm 10°$) in Stuttgart im 700-mb-, 500-mb- und 300-mb-Niveau (gerader Hodograph) bei gleichzeitigem Auftreten von folgenden Windrichtungen im 500-mb-Niveau in Mailand:
   (a) $30° \pm 10°$ (Ablenkung nach rechts)
   (b) $360° \pm 10°$ (keine Ablenkung)
   (c) $330° \pm 10°$ (Ablenkung nach links).
2. Südüberströmung:
   Südwind ($180° \pm 10°$) in Mailand im 700-mb-, 500-mb- und 300-mb-Niveau (gerader Hodograph) bei gleichzeitigem Auftreten von folgenden Windrichtungen im 500-mb-Niveau in Stuttgart:
   (a) $210° \pm 10°$ (Ablenkung nach rechts)
   (b) $180° \pm 10°$ (keine Ablenkung)
   (c) $150° \pm 10°$ (Ablenkung nach links).

Die Anzahl der beobachteten Fälle in den entsprechenden Gruppen ist aus Tab. 1 zu entnehmen. Dabei wurde ein Fall in Gruppe 1 b aus nichtstationären Gründen ausgeschieden.

Tab. 1
Anzahl der beobachteten Fälle während des IGY

	Nordfälle			Südfälle		
Gruppe	1a	1b	1c	2a	2b	2c
Anzahl	7	6 (7)	4	8	4	0

Tab. 2
Beobachtete $\frac{\partial \Theta}{\partial p}$-Werte in Einheiten $dyn^{-1}cm^2$ Grad und mittlere Windgeschwindigkeit in Einheiten in $m\ sec^{-1}$ im 500-mb-Niveau sowie berechnete $P(y_k)$-Werte.

Fall	Nr.	Datum	$\left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_0$	V	$P(y_k)$
	1	8. 7. 58 00h	$-5{,}00 \cdot 10^{-5}$	3,50	0,90
	2	17. 1. 59 12	$-5{,}50 \cdot 10^{-5}$	23,50	0,62
	3	30. 1. 59 00	$-4{,}00 \cdot 10^{-5}$	13,50	0,72
1a	4	2. 4. 59 00	$-4{,}50 \cdot 10^{-5}$	13,50	0,74
	5	28. 9. 59 00	$-5{,}50 \cdot 10^{-5}$	10,00	0,76
	6	30. 10. 59 00	$-6{,}50 \cdot 10^{-5}$	5,50	0,83
	7	14. 12. 59 00	$-5{,}50 \cdot 10^{-5}$	11,00	0,72
	Mittel		—	—	0,756
	1	31. 7. 57 00h	$-5{,}50 \cdot 10^{-5}$	13,50	1,00
	2	31. 7. 57 12	$-5{,}00 \cdot 10^{-5}$	11,50	0,94
1b	3	3. 8. 57 12	$-5{,}00 \cdot 10^{-5}$	12,00	0,96
	4	4. 9. 57 12	$-7{,}50 \cdot 10^{-5}$	20,00	0,95
	5	24. 4. 59 12	$-3{,}50 \cdot 10^{-5}$	10,00	0,99
	6	7. 7. 59 00	$-6{,}50 \cdot 10^{-5}$	9,00	0,93
	Mittel		—	—	0,963
	1	26. 1. 59 00h	$-7{,}50 \cdot 10^{-5}$	35,00	1,52
	2	23. 2. 59 00	$-5{,}50 \cdot 10^{-5}$	20,25	1,32
1c	3	22. 4. 59 12	$-5{,}00 \cdot 10^{-5}$	12,50	1,23
	4	14. 5. 59 00	$-5{,}00 \cdot 10^{-5}$	10,50	1,13
	Mittel		—	—	1,300
	1	22. 8. 57 12h	$-5{,}50 \cdot 10^{-5}$	8,00	0,89
	2	11. 10. 57 00	$-6{,}50 \cdot 10^{-5}$	10,25	0,78
	3	13. 12. 57 00	$-4{,}50 \cdot 10^{-5}$	24,00	0,53
	4	20. 12. 58 00	$-5{,}75 \cdot 10^{-5}$	18,75	0,61
2a	5	2. 3. 59 00	$-5{,}00 \cdot 10^{-5}$	14,00	0,73
	6	2. 3. 59 12	$-5{,}50 \cdot 10^{-5}$	13,50	0,72
	7	30. 4. 59 00	$-4{,}00 \cdot 10^{-5}$	11,50	0,79
	8	22. 5. 58 12	$-5{,}00 \cdot 10^{-5}$	6,75	1,01
	Mittel (ohne Nr. 8)		—	—	0,722
	1	27. 2. 58 00h	$-7{,}00 \cdot 10^{-5}$	23,50	1,06
	2	23. 12. 58 12	$-4{,}00 \cdot 10^{-5}$	21,25	1,03
2b	3	28. 10. 59 12	$-4{,}50 \cdot 10^{-5}$	28,75	1,14
	4	8. 12. 59 12	$-6{,}00 \cdot 10^{-5}$	15,50	0,99
	Mittel		—	—	1,055
2c	keine Fälle (während des IGY) beobachtbar.				

Für diese Fälle wurde nach dem oben erwähnten Verfahren (parabolische Interpolation) $\frac{\partial \Theta}{\partial p}$ im 500-mb-Niveau als Funktion von y bestimmt. Mit Hilfe von $\frac{\partial \Theta}{\partial p}$ wird nun der Quotient $P(y) = \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_o \Big/ \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_y$ berechnet

In den Abb. 1 und 2 ist der Verlauf P(y) entlang der Strecke Stuttgart—Mailand für die in Tab. 1 angeführten Fälle dargestellt. Die genaue Aufgliederung der Fälle mit den beobachteten $\left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_o$-Werten im 500-mb-Niveau und der mittleren Windgeschwindigkeit Stuttgart—Mailand im selben Niveau sowie die berechneten $P(y_k)$-Werte, das sind die Quotienten $\left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_o \Big/ \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_K$ über der Kammhöhe ist in Tab. 2 zu finden.

Eine Diskussion der Tab. 2 und der Abb. 1 und 2 liefert folgendes Bild:

1. Nordüberströmung

   Im Fall einer geradlinigen Überströmung des Alpenhauptkammes (s. Abb. 1, oben) erfolgt nur ein geringes Zusammendrücken der isentropen Flächen. Im Im Mittel ist $P(y_k) = 0{,}963$.

   Im Fall einer Ablenkung der Trajektorie nach rechts (s. Abb. 1, Mitte) erleiden die isentropen Flächen eine starke vertikale Schrumpfung. Im Mittel ist $P(y_k) = 0{,}756$.

   Im Fall einer Ablenkung nach links (s. Abb. 1, unten) werden die isentropen Flächen stark aufgefächert. Im Mittel ist $P(y_k) = 1{,}3$. Hier wird der Orographieeffekt durch großräumige synoptische Entwicklungen überkompensiert.

2. Südüberströmung

   Im Fall einer geradlinigen Überströmung des Alpenhauptkammes (s. Abb. 2, oben) erfolgt eine geringfügige vertikale Auffächerung der isentropen Flächen. Im Mittel ist $P(y_k) = 1{,}055$. Hier sei auf den Unterschied zwischen geradliniger Überströmung aus Norden und Süden hingewiesen. Ist nur der β-Effekt wirksam, so tritt weder eine vertikale Schrumpfung noch eine vertikale Dehnung der isentropen Flächen auf. Dies würde im Nordfall eine Linksablenkung, im Südfall eine Rechtsablenkung bewirken. Daher ist bei geradliniger Überströmung von Norden her eine geringe Schrumpfung, von Süden her eine geringe vertikale Dehnung der isentropen Flächen beobachtbar.

   Im Fall einer Rechtsablenkung (s. Abb. 2, unten) tritt eine starke vertikale Schrumpfung der isentropen Flächen über dem Alpenhauptkamm auf. Eine einzige Ausnahme bildet der Fall 8 (22. 5. 58 12^h); er läßt sich nicht in dieses Schema einordnen. Im Mittel beträgt die Schrumpfung $P(y_k) = 0{,}722$.

   Eine Linksablenkung der Trajektorie tritt bei Südüberströmung nicht auf. Dies ist auch verständlich, da beim Südfall sowohl der β-Effekt, als auch der Orographieeffekt eine Rechtsablenkung bewirkt. Eine Überkompensation dieser beiden Effekte im Θ-Feld durch großräumige synoptische Entwicklungen bewirkt nur eine geradlinige Überströmung.

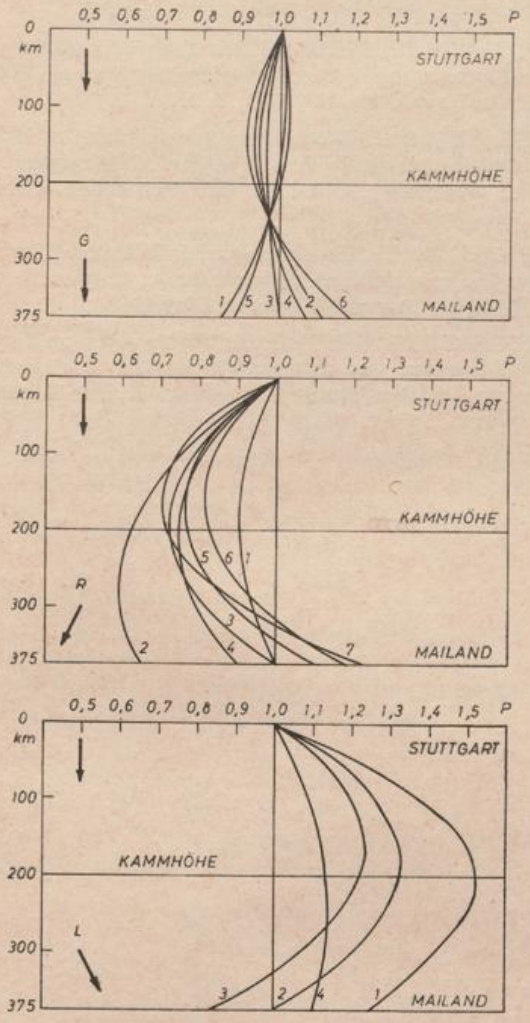


Abb. 1

Verlauf der Funktion $P(y) = \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_o \Big/ \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_y$ entlang der Linie Stuttgart — Mailand bei Nordüberströmung der Alpen. Oben: geradlinige Überströmung, Mitte: Ablenkung der Trajektorie nach rechts, unten: Ablenkung der Trajektorie nach links. Die Ziffern geben die einzelnen Fälle nach Tabelle 2 an.

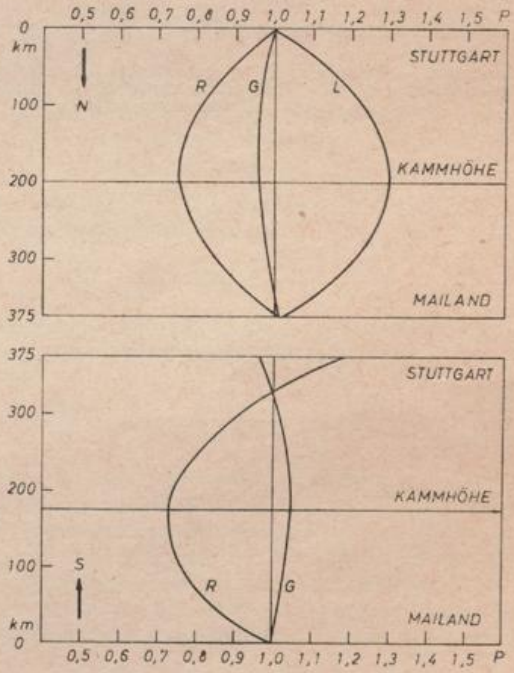


Abb. 2

Verlauf der Funktion $P(y) = \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_o \Big/ \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_y$ entlang der Linie Mailand — Stuttgart bei Südüberströmung der Alpen. Oben: geradlinige Überströmung, unten: Ablenkung der Trajektorie nach rechts. Die Ziffern geben die einzelnen Fälle nach Tabelle 2 an.

Auf Grund der Diskussion der besprochenen Fälle (s. Tab. 1) wurde nun das mittlere Verhalten der isentropen Flächen sowohl bei einer Nord- als auch bei einer Südüberströmung untersucht. In Abb. 3 (oben) ist das mittlere Verhalten von P(y) dargestellt, und zwar bei geradliniger Überströmung (G), bei Ablenkung nach rechts (R) und bei Ablenkung der Trajektorie nach links (L). In der Abb. 3 (unten) ist der Südfall behandelt, und zwar bei geradliniger Überströmung (G) und bei Ablenkung der Trajektorie nach rechts (R). Das in der Abb. 3 angegebene quantitative Verhalten von P(y), d. h. die vertikale Schrumpfung bzw. Dehnung der isentropen Flächen über dem Alpenkamm bei den fünf zu unterscheidenden Typen kann als charakteristisch angesehen werden.

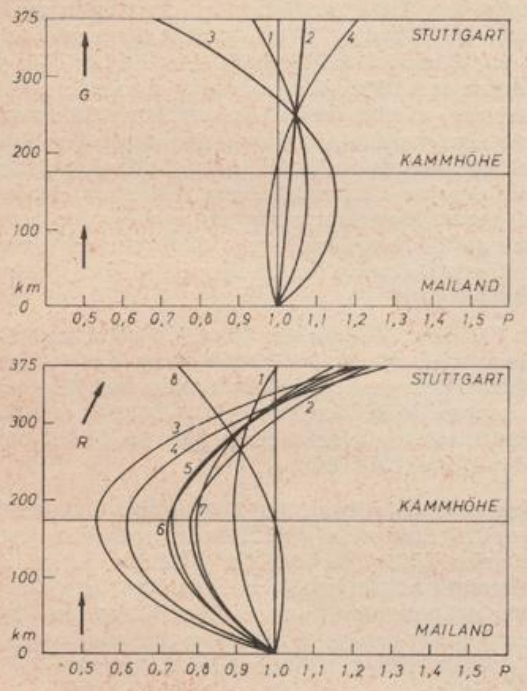


Abb. 3

Mittlerer Verlauf der Funktion $P(y) = \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_0 / \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p}\right)_y$ entlang der Linie Stuttgart — München. G = geradlinige Überströmung, R = Rechtsablenkung, L = Linksablenkung. Oben: Nordüberströmung, unten: Südüberströmung.

Aus diesem mittleren Verhalten kann zusammenfassend gesagt werden: Bei Nordüberströmung der Alpen bewirkt eine starke vertikale Schrumpfung der isentropen Flächen eine Ablenkung nach rechts, eine geringfügige Schrumpfung eine geradlinige Überströmung. Eine starke vertikale Dehnung der isentropen Flächen bewirkt eine Linksablenkung. Bei Südüberströmung der Alpen bewirkt eine starke vertikale Schrumpfung der isentropen Flächen eine Ablenkung nach rechts, eine geringfügige vertikale Dehnung, eine geradlinige Überströmung. Eine starke vertikale Dehnung und damit eine Ablenkung der Trajektorie nach links wurde während des IGY nicht beobachtet. Aus diesen Untersuchungen läßt sich folgender Schluß ziehen. Beobachtet man bei einer Nordüberströmung des Alpenkammes eine starke vertikale Schrumpfung der isentropen Flächen, so wird der Trog im Bereich südlich der Alpen retrograd (s. (5)) und bei seiner Ostverlagerung stark behindert. Beobachtet man hingegen über dem Alpenkamm eine starke vertikale Dehnung der isentropen Flächen, so wird der Trog in seiner Ostverlagerung nicht behindert. Ein Retrogradwerden eines Keiles nördlich der Alpen (bei Südüberströmung) kann nicht eintreten. Hier müßte eine starke vertikale Auffächerung der isentropen Flächen auftreten, die jedoch nicht beobachtet wurde.

Literatur

(1) REUTER, H., PICHLER, H: On the orographic influence of the Alps. Tellus 16 (1964), S. 40.

(2) REUTER, H., PICHLER, H.: Zur Stromfeldtheorie auf orographisch modifizierten isentropen Flächen. Beitr. Phys. Atm. 37 (1964), S. 212.

(3) KREYSS, CH.: Stromfeldänderungen in den Hauptdruckflächen über den Alpen in Abhängigkeit von der vertikalen Struktur der isentropen Flächen. Diss. Univ. Wien 1969.

(4) PICHLER, H.: The orographic influence of the Alps on the windfield at synoptic scale. Cospar Meeting (Working Group VI) Prague, May 1969.

(5) PICHLER, H., REUTER, H.: Vorhersage von Niveauänderungen der 500-mb-Fläche bei Berücksichtigung der Orographie der Alpen. 6. Int. Tagung f. alpine Meteor. Bled 1960. Hydr. Inst. Beograd (1962), S. 13.

W. EDELMANN

DK 551.509.313

Zur Behandlung der Orographie in numerischen Vorhersagemodellen

Zusammenfassung

Nach einem Überblick über die Möglichkeiten, die Orographie in verschiedenen Modellen zu berücksichtigen, wird das Problem der Adaption von Druckfeld und Windfeld für ungefilterte Modelle betrachtet. Bei Anwesenheit von Gebirgen erweist sich die klassische Balance-Gleichung als unzureichend für die Unterdrückung störender Gravitationswellen.

Neuere Methoden sind zwar auf komplizierte Modelle leicht anwendbar, erfordern aber einen außerordentlich hohen Rechenaufwand. Am Beispiel einer eindimensionalen homogenen Atmosphäre wird versucht, mit dem Prinzip zeitlicher Mittelbildungen ein ökonomischeres Verfahren zur Verminderung der Gravitationswellen zu entwickeln. Zur Beurteilung der Ergebnisse und zum besseren Verständnis der Strömung über einem Gebirgskamm erweist sich die Kenntnis stationärer Lösungen der nichtlinearen Gleichungen als nützlich.

Abstract

A short survey is given on the possibilities how to include the orography in different models. Then the problem of adjustment of pressure field and wind field for unfiltered models is considered. When mountains are present, the classical balance equation proves to be insufficient for suppression of gravitational waves. Newer methods may easily be applied to more complicated models, but they require an extremely high amount of computation. Using as example the one-dimensional homogeneous atmosphere, it is tried to develop a more economical method for damping the gravitational waves by means of averages with respect to time. For the judgement of the results and for a better understanding of currents crossing a mountain ridge, the knowledge of a stationary solution of the nonlinear equations is useful.

1. Die Orographie in verschiedenen Modellen

Die Atmosphäre wird nach unten durch eine für Luft praktisch undurchdringliche Erdoberfläche begrenzt. Dementsprechend findet die Orographie über eine untere Randbedingung Eingang in die verschiedenen numerischen Vorhersagemodelle.

1.1. Barotrope Modelle

1) Das Modell der homogenen Atmosphäre, welches gegenwärtig beim Deutschen Wetterdienst (DWD) benutzt wird, ist das einfachste Beispiel eines Modells mit den primitiven Gleichungen [1], [2]:

$$u_t = -uu_x - vu_y + fv - H_x \qquad [1]$$

$$v_t = -uv_x - vv_y - fu - H_y \qquad [2]$$

$$H_t = -[(H-F)u]_x - [(H-F)v]_y. \qquad [3]$$

Die zeitliche Änderung des Geopotentials der freien Oberfläche H(x,y,t) wird durch die Kontinuitätsgleichung [3] bestimmt. In den Divergenzausdruck auf der rechten Seite geht die Schichtdicke H−F des homogenen Mediums und damit die Gestalt der Orographie F(x,y) explizit ein (Abb. 1).

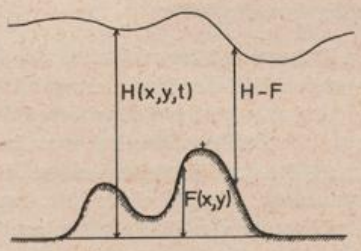


Abb. 1
Die Orographie F im Modell der homogenen Atmosphäre.

2) Das gefilterte barotrope Modell mit der divergenzfreien Vorticitygleichung

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \eta \qquad [4]$$

enthält keinen Ansatzpunkt zur Berücksichtigung der Orographie. Erst durch Hinzufügen eines Divergenztermes

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \eta - f \nabla \cdot \mathbf{v} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \eta + f\omega_p \qquad [5]$$

kann die Orographie mittelbar Eingang finden: Mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung drückt man die Divergenz durch die Ableitung der Vertikalbewegung ω_p aus. Bei Integration über die Vertikale oder bei Darstellung in Differenzenform tritt der untere Randwert von ω am Erdboden auf. Man berechnet ihn aus der kinematisch erzwungenen Vertikalbewegung

$$w_* = \mathbf{v}_* \cdot \nabla z_* \text{ bzw. } \omega_* = \mathbf{v}_* \cdot \nabla p_* \qquad [6]$$

Hier bedeutet z_* die Höhe der Orographie bzw. p_* den unreduzierten Bodendruck und $\mathbf{v}_*$ die Windgeschwindigkeit an der Erdoberfläche.

Barotrope Modelle benutzen die Annahme $\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} = 0$.

Damit ist $v_* = v_{500mb}$. In der wirklichen Atmosphäre dagegen ist v_* wesentlich geringer. Außerdem wird nur ein Teil der Atmosphäre über das Gebirge hinweggehoben. Um eine Übertreibung des orographischen Einflusses zu vermeiden, wird daher in barotropen Modellen an die Orographie F bzw. an die erzwungene Vertikalbewegung ω_* ein empirischer Korrekturfaktor angebracht, der etwa 1/4 bis 1/3 beträgt.

Übrigens ist die völlige Vernachlässigung der Orographie ein Fehler, der die anderen barotropen Modellfehler nur selten erreicht oder übertrifft.

1.2. Barokline Modelle

1) Im z-System werden die unteren Modellflächen z = const von den Gebirgen durchstoßen (Abb. 2). Dies bringt einige Schwierigkeiten bei der numerischen Behandlung. Zum Beispiel das Zirkulationsmodell von KASAHARA (1) behandelt die Orographie im z-System.

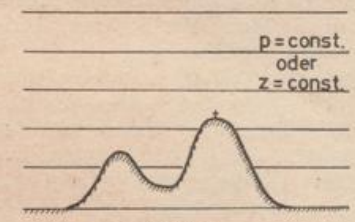


Abb. 2
Die Orographie im z-System oder im p-System.

2) Im p-System tritt außerdem ein zusätzliches Problem auf: Bei Luftdruckänderungen können einzelne Gitterpunkte im Lauf der Zeit im Erdboden untertauchen oder wieder aus ihm emporsteigen. Dies erfordert ganz besondere Sorgfalt bei der numerischen Behandlung.

Gefilterte Modelle sind beim Auftreten durchlöcherter Modellflächen nicht anwendbar. Um dennoch eine Anwendung zu ermöglichen, kann man durch Annahme fiktiver Luftmassen unter den Gebirgen unvollständige Flächen ergänzen. Statt durch den unreduzierten, orographieabhängigen Bodendruck $p_*(x, y, t)$ wird die Atmosphäre dann etwa durch die Fläche $p_* = 1000$ mb nach unten abgeschlossen. Die Orographie findet allenfalls noch durch die kinematische Grenzflächenbedingung [6], welche man künstlich auf die unterste Modellfläche hinabprojiziert, Eingang in die Rechnung. Beispiel hierfür ist das Modell von BUSHBY (2) und das Modell des schwedischen Wetterdienstes, siehe BENGTSSON (3). Die fiktiven Luftmassen unter den Gebirgen können im Modell wetterwirksam werden. Das ist zumindest bei größeren Hochlandgebieten sehr bedenklich.

3. Im σ-System $\left(\sigma = \frac{p}{p_*}\right)$ fällt die unterste Modellfläche $\sigma = 1$ mit der Orographie zusammen. Die übrigen Modellflächen σ = const schmiegen sich — je höher, desto weniger — dem Gelände an (Abb. 3). Die kinematische Grenzflächenbedingung (Undurchdringlichkeit des Erdbodens) drückt sich im σ-System ganz besonders einfach aus:

$$\frac{d\sigma}{dt} = \dot{\sigma} = 0 \qquad \text{für } \sigma = 1 \qquad [7]$$

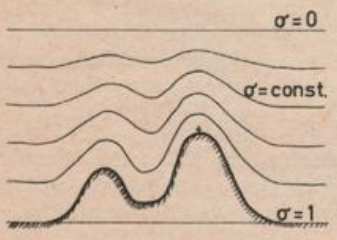


Abb. 3
Die Orographie im σ-System.

Explizit geht die Orographie bei der Integration der hydrostatischen Grundgleichung ins Modell ein: Die Integration beginnt mit dem Luftdruck p_* in der Höhe z_*. Die Approximation des Geopotentialgradienten $\nabla \Phi \mid_{p = const}$, zu berechnen aus den Daten auf den Flächen σ = const, erfordert einige Sorgfalt. Im übrigen werden die Probleme der Behandlung der Orographie vom Modell auf die Arbeiten davor und danach verschoben: Die Anfangsanalysen sind vor Beginn der Vorhersage vom p-System ins σ-System zu transformieren; die vollendeten Vorhersagen müssen ins p-System zurück transformiert werden. Dazu sind Annahmen über den Verlauf der Temperatur zwischen den Flächen p = const bzw. σ = const erforderlich, welche besonders im Tropopausenniveau zu merklichen Fehlern führen können. Diese Transformationsfehler können nur durch eine Erhöhung der Anzahl der Modellflächen verkleinert werden. — Das Modell des US-Weather Bureaus in Washington von SHUMAN (4) und das barokline Modell des Deutschen Wetterdienstes, EDELMANN (5), sind Beispiele für die Anwendung des σ-Systems.

2. Orographie und horizontale Auflöung

Die meisten hemisphärischen Vorhersagemodelle arbeiten gegenwärtig mit einer horizontalen Maschenweite der Größenordnung 300—400 km. Zur Überdeckung der Nordhalbkugel werden 2 000—3 000 Gitterpunkte benötigt. Das scheint sehr viel, ist aber dennoch außerordentlich grob: Nur 3 Gitterpunkte des DWD-Modells liegen in der Bundesrepublik (bei Kaiserslautern, nahe dem Fichtelgebirge, bei Oldenburg) und einer nordwestlich von Berlin. Im Bereich der Alpen befinden sich zwei Gitterpunkte: am Oberlauf der Rhone und am Rand der venetianischen Alpen. Damit läßt sich keine spezifisch alpine Wettervorhersage betreiben. Lediglich die größten Hochländer, wie Tibet, Rocky Mountains oder Grönland haben eine Chance, nicht zwischen den Maschen dieses Gitternetzes verloren zu gehen.

Dieser Mangel läßt sich nur durch eine drastische Verkleinerung der Maschenweite beseitigen. Hier sind aber ziemlich enge Grenzen gesetzt; denn mit dem ganz enorm ansteigenden Rechenaufwand ist selbst die nächste und übernächste Computer-Generation überfordert.

Die bisher kleinsten Maschenweiten (50—100 km) hat das Modell von BUSHBY (2) benutzt. Wegen Rechengeschwindigkeit und Speicherkapazität mußte er dafür das hemisphärische Integrationsgebiet opfern und sich auf einen kleinen Ausschnitt Europa — Atlantik beschränken. Die Vorhersagen können damit nicht viel über einen Tag hinaus ausgedehnt werden; später bekommt das Gebiet außerhalb des zu nahen Randes einen ganz entscheidenden Einfluß.

Aus diesem Dilemma hilft vielleicht die Möglichkeit, den überwiegenden Teil der Nordhemisphäre mit einem groben Gitter und nur kleine Teilgebiete mit einem feineren Gitter zu überdecken. Dies hat man bereits an barotropen und gefilterten Modellen, siehe HILL (6), erfolgreich ausprobiert, doch Modelle mit den primitiven Gleichungen machen an den Nahtstellen noch Schwierigkeiten, auf die hier nicht weiter eingegangen werden soll.

3. Orographie und Adaption der Anfangsfelder

Modelle mit den primitiven Gleichungen gelten — im Vergleich zu den gefilterten Modellen — als wirklichkeitsnäher, zumindest als ausbaufähiger und widerspruchsfreier. Sie beschreiben außer den synoptischen Prozessen auch sogenannte Gravitationswellen, deren Phasengeschwindigkeit wesentlich höher ist und bis in den Bereich der Schallgeschwindigkeit reicht.

Diese ungefilterten Modelle benötigen als Anfangsdaten nicht nur das Druck- bzw. Geopotentialfeld, sondern das mathematisch davon unabhängige Windfeld. Letzteres kann nicht ausreichend genau gemessen und analysiert werden. Die numerische Vorhersage des allein interessierenden synoptischen Trends wird daher überlagert von störenden Gravitationswellen mit unrealistisch großer Amplitude.

Wie jedes feinere Barogramm zeigt, gibt es auch in der Natur solche Wellen immer und überall, nur bleibt deren Amplitude im allgemeinen sehr klein (wenige Zehntel Millibar). Es stellt sich also das Problem, aus dem gemessenen Geopotentialfeld ein Anfangswindfeld so zu berechnen, daß auch im Modell die Gravitationswellen hinreichend klein bleiben. Dieses Problem ist bisher nur unvollkommen gelöst worden.

Normalerweise wird das Windfeld aus dem Geopotentialfeld Φ durch empirische Verträglichkeitsbedingungen abgeleitet. Deren einfachste ist der (für die Tropen unbrauchbare) geostrophische Wind

$$u = -\frac{1}{f}\frac{\partial \Phi}{\partial y}; \qquad v = \frac{1}{f}\frac{\partial \Phi}{\partial x}. \qquad [8]$$

Besser ist die Balancegleichung für die Stromfunktion ψ eines divergenzfreien Windes, deren Lösung jedoch bereits ziemlich kompliziert ist:

$$2\,(\Psi_{xx}\,\Psi_{yy} - \Psi_{xy}^{2}) + \nabla f \cdot \nabla \Psi + f\nabla^{2}\Psi = \nabla^{2}\Phi. \qquad [9]$$

Die Existenz der Gebirge wird von diesen Beziehungen ignoriert. Sie filtern nur einen zu kleinen Teil der unerwünschten Gravitationswellen aus. Das kann allenfalls noch toleriert werden, solange die Gebirge auch im Modell selbst außer Betracht bleiben. Wie stark der Pegel der Gravitationswellen durch Berücksichtigung der Orographie ansteigen kann, zeigt das Beispiel in Abb. 4.

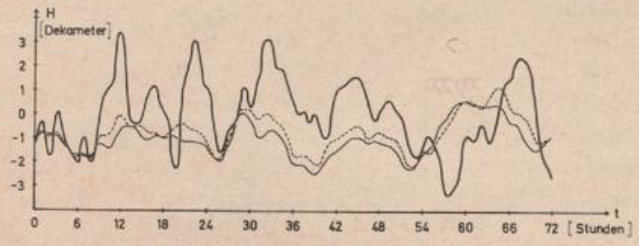


Abb. 4

Der zeitliche Verlauf der Höhe einer homogenen Atmosphäre an einem ausgewählten Gitterpunkt. Es wurde das barotrope Routine-Modell des Deutschen Wetterdienstes benutzt.

Dünne Linie:	Ohne Orographie.
Unterbrochene Linie:	Orographie verkleinert mit dem empirischen Faktor 1/5.
Dicke Linie:	Orographie in voller Größe.

Theoretisch ist eine weitere Verfeinerung der Filterbedingungen möglich. Dabei gelangt man über die bekannte „ω-Gleichung" zu Systemen partieller Differentialgleichungen von abschreckender Kompliziertheit. Eine praktische Anwendung erscheint daher wenig hoffnungsvoll und kaum erfolgversprechend.

Dies ist der Grund dafür, daß sich das barokline Modell des Deutschen Wetterdienstes bis heute mit dem Lösen der normalen Balance-Gleichung begnügt und die Höhe der Erdoberfläche auf Normall Null setzt. Beim Modell des US-Weather Bureau spielten solche Bedenken eine kleinere Rolle. Es berücksichtigt die Gebirge trotz der offensichtlichen Mängel in der Bestimmung eines zweckmäßig adaptierten Anfangswindfeldes. Im Bereich der Rocky Mountains sind die amerikanischen Vorhersagen unbestreitbar besser, jedoch ist das gesamte Vorhersagegebiet mit Gravitationswellen von störend großer Amplitude erfüllt [7].

4. Dämpfung der Gravitationswellen

Das Lösen der Balance-Gleichung oder ähnlicher Beziehungen zwischen Geopotential- und Windfeld vor Beginn der Modellrechnung reicht offensichtlich nicht aus, um die unerwünschten Gravitationswellen zu beseitigen. So bleibt nur noch die Möglichkeit, diese durch das Modell selbst wegdämpfen zu lassen. Dazu sind wenigstens zwei verschiedene Wege denkbar:

a) Durch geeignete Differenzenschemata sollen die Gravitationswellen im Laufe der fortschreitenden Vorhersage numerisch aufgezehrt werden Räumliche Glättungsoperatoren, deren Wirksamkeit eine Funktion der Wellenlänge ist, sind hierfür unbrauchbar. Da die Wellenlänge der synoptischen und der Gravitationswellen von der gleichen Größenordnung ist, würden die synoptischen Wellen ebenso stark gedämpft werden, was absolut unerwünscht ist.

Dagegen hat das zeitliche Differenzenschema

$$\left\{\begin{array}{l} \tilde{\Psi} = \overset{n}{\Psi} + \left(\dfrac{\partial \overset{n}{\Psi}}{\partial t}\right)\triangle t \\ \overset{n+1}{\Psi} = \overset{n}{\Psi} + \left(\dfrac{\partial \tilde{\Psi}}{\partial t}\right)\triangle t \end{array}\right. \qquad [10]$$

welches in der Literatur, z. B. MATSUNO (8), unter dem Namen „Euler backward" bekannt ist, die gewünschten Eigenschaften. Betrachten wir eine Welle

$$\Psi = e^{\frac{2\pi i}{L}(x - ct)} \qquad [11]$$

mit der Wellenlänge L, der Phasengeschwindigkeit c und konstanter Amplitude. Sie genügt der Differentialgleichung

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = -\,c\,\frac{\partial \Psi}{\partial x} \qquad [12]$$

Nähern wir die zeitliche Ingegration durch eine Exrapolation mit endlichen Zeitschritten $\triangle t$ an (wobei $t = n\triangle t$, $n = 0,1,2\ldots$), so ergibt das als "leap frog" bezeichnete zentrierte Differenzenschema.

$$\overset{n+1}{\Psi} = \overset{n-1}{\Psi} + \left(\frac{\partial \overset{n}{\Psi}}{\partial t}\right)\cdot 2\triangle t \qquad [13]$$

eine Welle mit konstanter Amplitude. Dagegen wird durch Anwendung des Schemas [10], wie man leicht findet, die Amplitude mit jedem Zeitschritt um den Faktor

$$|1 - i\omega\triangle t - \omega^2\triangle t^2| = \sqrt{1 - \omega^2\triangle t^2 + \omega^4\triangle t^4} \approx$$

$$\approx 1 - \frac{1}{2}\omega^2\triangle t^2 \ldots \qquad \text{mit} \quad \omega = \frac{2\pi i}{L}, \qquad [14]$$

insgesamt bei nicht zu großem $\omega\triangle t$ also etwa mit

$$e^{-\frac{\omega^2}{2}\triangle t \cdot t}$$

gedämpft. Synoptische Wellen mit einer Schwingungsdauer von mehreren Tagen erfahren nur eine ganz unbedeutende Schwächung; Gravitationswellen dagegen mit einer Schwingungsdauer von wenigen Stunden werden sehr schnell verschluckt.

Leider gibt es einen Grenzbereich: Die höheren Fourierkomponenten besonders schneller synoptischer Wellen und sehr lange Gravitationswellen haben etwa die gleiche Frequenz. Jene werden schon zu stark angegriffen, während diese noch nicht schnell genug aufgezehrt werden.

Das "Euler backward"-Schema [10] hat noch einen anderen, sehr empfindlichen Nachteil: Im Vergleich zum "leap frog"-Schema [13] erfordert es den doppelten Rechenaufwand.

b) Ein anderer Weg, störende Gravitationswellen wegzudämpfen, wird von NITTA (9), MIYAKODA, MOYER (10) und anderen versucht: Das Modell wird vor Beginn der eigentlichen Vorhersage so abgewandelt, daß sich das Windfeld zunächst erst an das Druckfeld adaptieren kann. Mit einem etwas modifizierten "Euler backward"-Schema wird eine Vorhersage nur einen einzigen Zeitschritt vorwärts und dann wieder zurück zum Anfangszeitpunkt berechnet. Auf diese Weise erhält man etwas geänderte Felder für Wind und Geopotential. Nachdem man das ursprüngliche Geopotentialfeld wieder eingesetzt hat, wiederholt man dieselbe Prozedur irrsinnig oft. Sie konvergiert langsam gegen ein Windfeld, welches zu Vorhersagen mit wesentlich reduzierten Gravitationswellen führen soll. Leider ist auch hier ein immenser Rechenaufwand notwendig; er entspricht der Rechnung für eine Modellvorhersage über einen oder mehrere Tage.

Es ist für die praktische Anwendung dringend erforderlich, ein wesentlich ökonomischeres Verfahren zu entwickeln, welches etwa die gleiche Wirksamkeit zur Dämpfung unerwünschter Gravitationswellen besitzt. Die Arbeiten hieran sind noch im Versuchsstadium. Zum Experimentieren empfiehlt sich ein möglichst einfaches Modell, etwa die auf eine einzige horizontale Dimension reduzierte homogene Atmosphäre. Dies hat die Vorteile geringer Programmierarbeit, kurzer Rechenzeit, leicht überschaubarer Ergebnisse und der Vergleichsmöglichkeit mit analytisch gewonnenen stationären Lösungen der nichtlinearen Modellgleichungen, denen wir uns zunächst zuwenden.

5. Stationäre Lösungen für das Modell der homogenen Atmosphäre

Die Modellgleichungen der homogenen Atmosphäre [1], [2], [3] vereinfachen sich durch die Annahme von Stationarität

$$u_t = v_t = H_t = 0 \qquad [15]$$

und durch die Annahme eines von der y-Koordinate unabhängigen Strömungsbildes:

$$u_y = v_y = 0, \quad f = \text{const} \qquad [16]$$

$$H(x,y) = h(x) - fyu_0 \qquad [17]$$

$$F(x,y) = \varphi(x) - fyu_0 \qquad [18]$$

Man erhält damit

$$-uu_x + fv - h_x = 0 \qquad [19]$$

$$-uv_x - fu + fu_0 = 0 \qquad [20]$$

$$[(h - \varphi)\, u]_x = 0. \qquad [21]$$

Aus der Kontinuitätsgleichung [21] folgt durch Integration

$$(h - \varphi)\, u = h_0 u_0. \qquad [22]$$

Hier bedeuten h_0 und u_0 die Höhe und Zonalgeschwindigkeit der Strömung über ungestörtem Flachland $\varphi = 0$.

Die erste Bewegungsgleichung [19] liefert

$$fv = \tfrac{1}{2}(u^2)_x + h_x, \qquad [23]$$

Dies kann man in die zweite Bewegungsgleichung [20] einsetzen und dann nach h auflösen:

$$h_{xx} = -\tfrac{1}{2}(u^2)_{xx} - f^2\left(1 - \frac{u_0}{u}\right). \qquad [24]$$

Es gelingt nicht ohne weiteres, eine der 4 Funktionen u(x), v(x), h(x), φ(x) beliebig vorzugeben und die anderen 3 Funktionen durch jene explizit auszudrücken. Dagegen ist es leicht möglich, u, v, h, φ in Abhängigkeit einer willkürlichen Funktion w(x) darzustellen, wenn man $w_{xx} = 1 - \frac{u_0}{u}$ festlegt:

$$u(x) = \frac{u_0}{1 - w_{xx}} \qquad [25]$$

$$v(x) = -fw_x \qquad [26]$$

$$h(x) = -\frac{u^2}{2} - f^2 w + \left(\frac{u_0^2}{2} + h_0\right) \qquad [27]$$

$$\varphi(x) = h - \frac{h_0 u_0}{u} \qquad [28]$$

w(x) sollte stets beschränkt bleiben, eine periodische Funktion sein oder für $x \to \pm\infty$ verschwinden. Darüber hinaus muß $w_{xx} < 1$ sein. Davon abgesehen ist w(x) ganz beliebig. Zum Experimentieren empfiehlt sich z. B. die Gaußsche Glockenkurve

$$w(x) = be^{-ax^2}. \qquad [29]$$

Die Parameter a und b regulieren Breite und Höhe des idealisierten Gebirgszuges. Darüber hinaus sind h_0, u_0 und f frei verfügbare Parameter.

Eine vollständige Diskussion dieser Lösungsmannigfaltigkeit ist an dieser Stelle nicht möglich. Hier mögen nur wenige Einzelheiten erwähnt werden (s. Abb. 5–9):

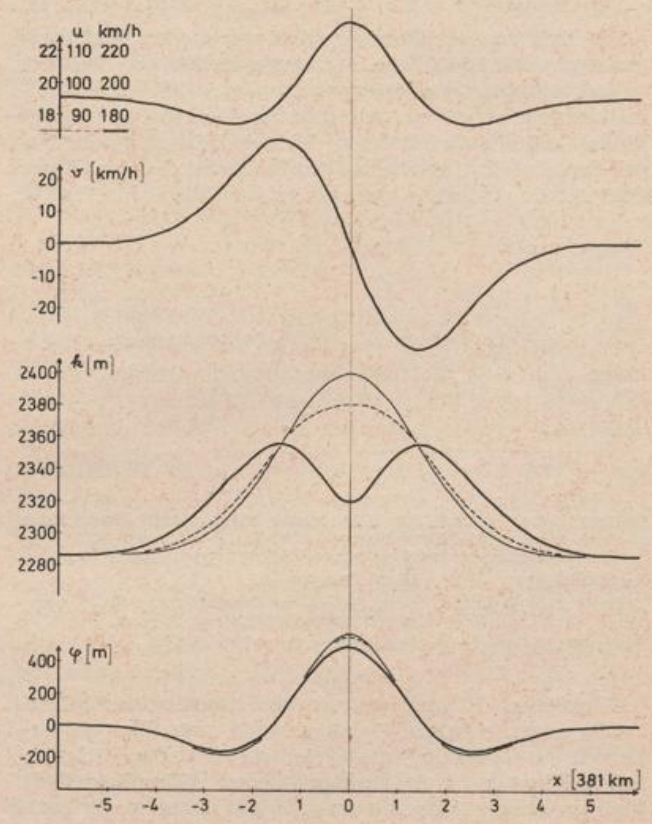


Abb. 5
Stationäre Strömung einer eindimensionalen homogenen Atmosphäre über einen Gebirgszug φ für $w = -0.4\, e^{-0.25x^2}$ mit f = 0.5 [h⁻¹], h_0 = 2.0 [(381 km/h)²]
Dünne Linie: u_0 = 19.05 [km/h]
Unterbrochene Linie: u_0 = 95.25 [km/h]
Dicke Linie: u_0 = 190.50 [km/h]

a) Bei der getroffenen Wahl von w(x) ergeben sich in einigem Abstand vor und hinter dem Gebirgskamm flache, breite Bodensenken.

b) Die Zonalgeschwindigkeit u(x) besitzt stets ein Maximum über dem Gebirgskamm und Minima in gewissem Abstand davor und dahinter.

c) Die Meridionalgeschwindigkeit v(x) ist unabhängig von den Parametern u_0 und h_0. Sie ist proportional dem Coriolisparameter f, der Höhe und der Breite des Gebirges.

d) Vor dem Gebirgskamm herrscht ausnahmslos eine südliche, dahinter eine nördliche Komponente. Bei Überquerung des Kammes weichen die Luftteilchen also nach Norden aus.

e) Die Höhe h(x) kann über dem Gebirgskamm ein Maximum oder ein Minimum haben, je nach Wahl der Parameter f, u_0, a, b. Am Äquator (f = o) hat h(x) auf jeden Fall ein Minimum.

f) Die Neigung zu einem Maximum von h(x) über dem Gebirgskamm besteht in höheren Breiten, bei mäßiger Zonalgeschwindigkeit und großer Gebirgsbreite. Umgekehrt wird ein Minimum begünstigt in niederen Breiten, durch hohe Zonalgeschwindigkeit und einen schmalen Gebirgszug.

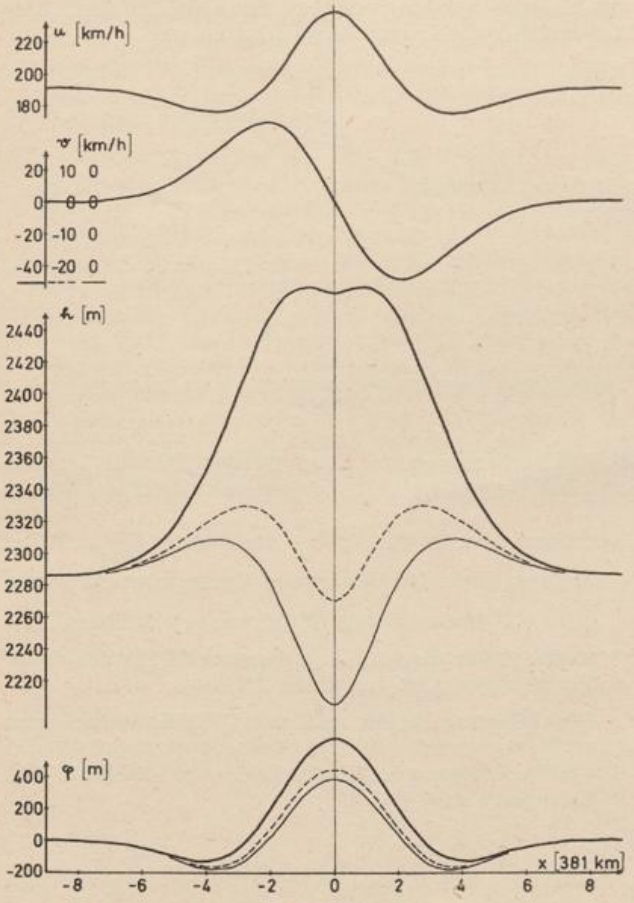


Abb. 6

Stationäre Strömung einer eindimensionalen homogenen Atmosphäre über einen Gebirgszug φ für $w = -0.9\, e^{-0.1111x^2}$, $u_0 = 190.5$ [km/h], $h_0 = 2.0$ [(381 km/h)²]

Dünne Linie: f = 0.00 [h⁻¹]
Unterbrochene Linie: f = 0.25 [h⁻¹]
Dicke Linie: f = 0.50 [h⁻¹]

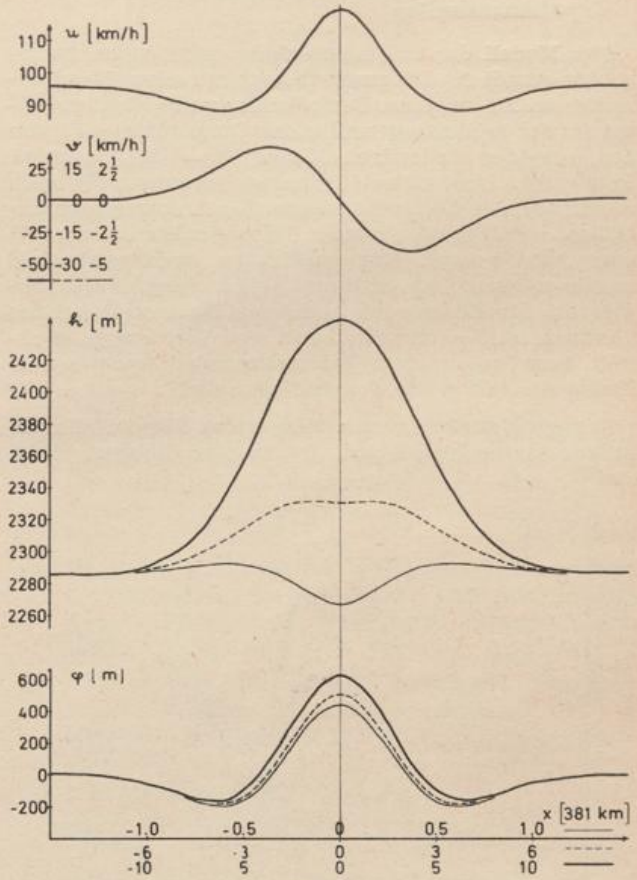


Abb. 7

Stationäre Strömung einer eindimensionalen homogenen Atmosphäre über einen Gebirgszug φ mit f = 0.25 [h⁻¹], $u_0 = 95.25$ [km/h] und $h_0 = 2.0$ [(381 km/h)²]

Dünne Linie: $w = -0.025\, e^{-4.00x^2}$ (schmales Gebirge)
Unterbrochene Linie: $w = -0.90\, e^{-0.1111x^2}$ (breites Gebirge)
Dicke Linie: $w = -2.50\, e^{-0.04x^2}$ (extr. breites Gebirge)

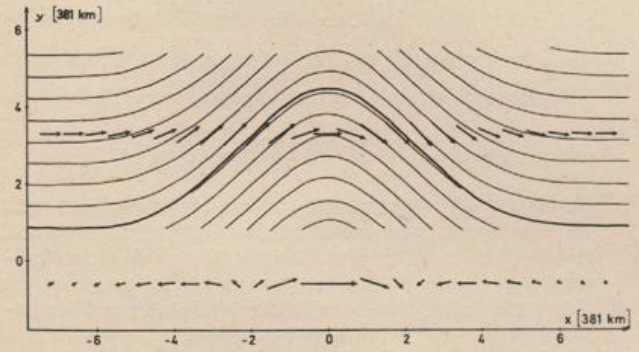


Abb. 8

Stationäre Strömung einer eindimensionalen homogenen Atmosphäre über einen breiten Gebirgszug mit $w = -0.90\, e^{-0.1111x^2}$, f = 0.5 [h⁻¹], $u_0 = 47.625$ [km/h], $h_0 = 2.0$ [(381 km/h)²].
Dick: eine Stromlinie. Dünn: Isohypsen. Dazwischen Windvektoren. Am unteren Rand 10fach vergrößert die Abweichung vom geostrophischen Wind.

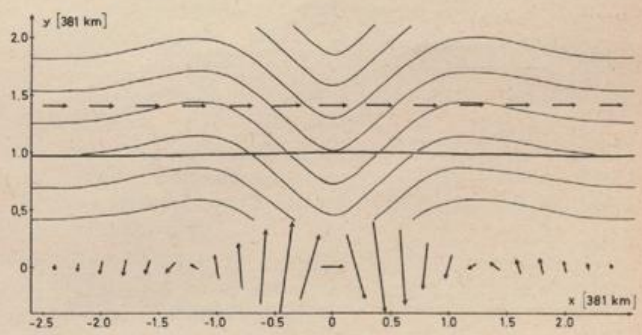


Abb. 9

Stationäre Strömung einer eindimensionalen homogenen Atmosphäre über einen schmalen Gebirgszug mit $w = -0.10\, e^{-1.00x^2}$, f = 0.25 [h⁻¹], $u_0 = 190.5$ [km/h], $h_0 = 2.0$ [(381 km/h)²].
Dick: eine Stromlinie. Dünn: Isohypsen. Dazwischen Windvektoren. Am unteren Rand 4fach vergrößert die Abweichung vom geostrophischen Wind.

g) Stromlinien und Teilchenbahnen sind identisch. Sie weichen über dem Kamm um so weiter nach Norden aus, je größer der Coriolisparameter, je breiter das Gebirge und je geringer die Zonalgeschwindigkeit u_0 ist.

h) Die Abweichungen vom geostrophischen Wind können ganz erheblich sein. So ist die Zonalkomponente über dem Kamm stets übergeostrophisch; dicht vor bzw. hinter dem Kamm weht eine ageostrophische Süd- bzw. Nordkomponente. In weiterer Entfernung wehen schwächere ageostrophische Komponenten in umgekehrter Richtung.

6. Numerische Experimente zur Dämpfung der Gravitationswellen

Das Modell der eindimensionalen homogenen Atmosphäre wurde im „Eliassen-Gitter" mit einer Maschenweite von 381 km, einer Periodizität von 50 Maschenweiten in der x-Richtung und einer Orographie $\varphi(x)$ von der Form der stationären Lösung (25) – (29) angesetzt. Eine extrem starke Zonalströmung von nahezu 200 km/h sorgt für harte Testbedingungen. Als Anfangsgeopotentialfeld h (x) diente entweder die stationäre Lösung [27] oder h (x) = const. Das zugehörige Anfangswindfeld wurde geostrophisch bestimmt, was in diesen Fällen sogar mit der Lösung der normalen Balance-Gleichung identisch ist. Startet man damit eine Vorhersage, so erhält man außer dem interessierenden synoptischen Trend ziemlich wüste Gravitationswellen.

Der synoptische Trend ist im ersten Beispiel die bekannte stationäre Lösung. Im zweiten Beispiel bildet sich aus dem Feld $h(x)\,|_{t=0}$ = const über dem Gebirgskamm ein festliegender Hochkeil und im Lee des Gebirges ein Tiefdrucktrog, welcher mit der Zonalströmung ostwärts davon wandert (Abb. 10).

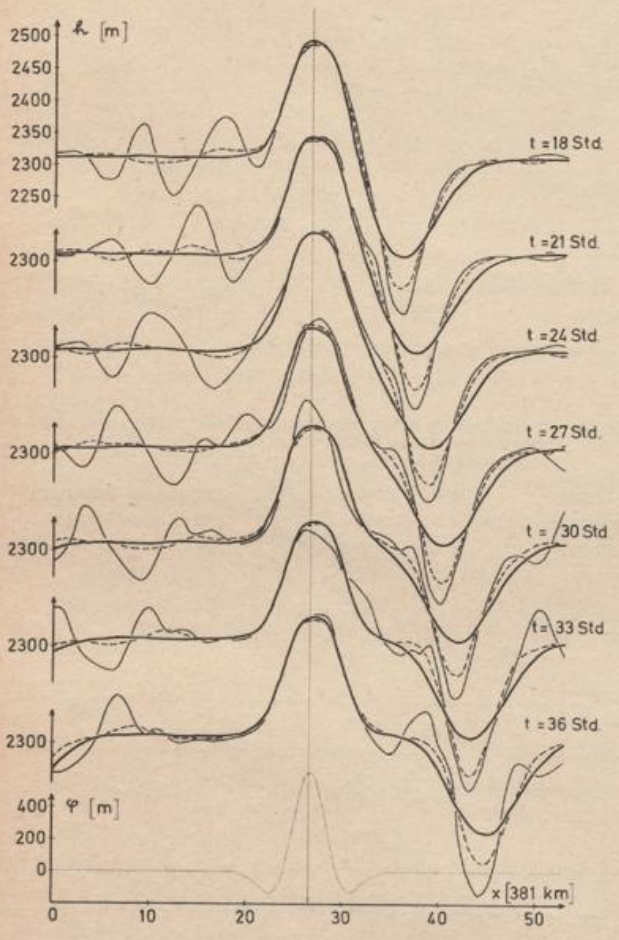


Abb. 10
Das Feld h(x) nach 18, 21, 24, 27, 30, 33, 36 Stunden, ausgehend vom Anfangsfeld h = const = 2312.18 [m], u = u_0 = 190.5 [km/h], v = 0. Dünne Linien: ohne zeitliche Mittelbildung. Unterbrochene Linien: einmalige Mittelung über 8 Stunden. Dicke Linie: zweimalige Mittelung über je 12 Stunden am Anfang der Vorhersage. Am unteren Rand die benutzte Orographie.

Das Problem lautet: Wie können die störenden Gravitationswellen reduziert werden? Im zeitlichen Verlauf an einem bestimmten Gitterpunkt stellen sie sich als eine kurzperiodische Unruhe dar, welche sich dem glatteren synoptischen Trend überlagert. Es liegt also nahe, die Felder des Modells einer zeitlichen Glättung zu unterwerfen, an welcher nicht nur wenige benachbarte Zeitschritte beteiligt sind. Vielmehr soll eine Mittelbildung über einen längeren Zeitraum T von beispielsweise einigen Stunden vorgenommen werden (Abb.11). Auch hier bieten sich verschiedene Möglichkeiten an.

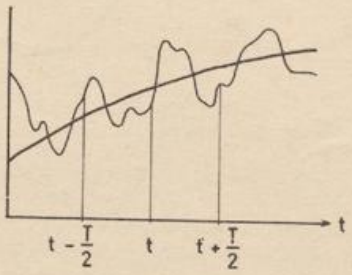


Abb. 11
Zur Annäherung des synoptischen Trends durch zeitliche Mittelung.

a) Die Vorhersagen von u, v, h werden über die Zeit von 0 bis T gemittelt. Diese Mittelwerte werden als repräsentativ für die Zeit $\frac{T}{2}$ angesehen. Sie sind die Anfangswerte für das zweite Vorhersagenstück von $\frac{T}{2}$ bis $\frac{3}{2}$ T. Die zeitlichen Mittel von u, v, h über dieses zweite Stück dienen als Anfangswerte für das dritte Vorhersagenstück von T bis 2 T, usw.

Die Wirkung dieser zeitlichen Mittelbildung kann an Hand einer Welle [11] ebenso untersucht werden wie die Wirkung des "Euler backward"-Schemas [10]. Es ergibt sich

$$\overline{\psi} = \frac{1}{T}\int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} \psi\,dt = \psi \cdot \frac{L}{\pi cT} \sin\frac{\pi cT}{L} = \psi \cdot \frac{\sin\frac{\omega T}{2}}{\frac{\omega T}{2}} \qquad [30]$$

Einmalige Mittelung über einen Zeitraum T dämpft somit die Amplitude um den Faktor

$$\frac{1}{\frac{\omega T}{2}} \sin\frac{\omega T}{2} \approx 1 - \tfrac{1}{24}\omega^2 T^2 \ldots \qquad [31]$$

Mit jeder Mittelung schreitet die Modellvorhersage um $\frac{T}{2}$ voran. Auf die Vorhersagezeit t entfallen $\frac{2t}{T}$ Mittelungen, so daß (bei nicht zu großem ωT) die Amplitude etwa mit $e^{-\frac{\omega^2}{12} T \cdot t}$ gedämpft wird.

Es ergibt sich formal die gleiche Abhängigkeit von der Frequenz wie beim "Euler backward"-Schema [10]. In erster Näherung dämpft dieses mit dem Zeitschritt $\triangle$t (z. B. 5 Minuten) die Amplituden genau so stark wie fortlaufende zeitliche Mittelungen über Intervalle T = 6 $\triangle$ t (z. B. 30 Minuten).

Die einmalige Mittelung über ein größeres Zeitintervall ist wesentlich wirksamer als fortlaufende Mittelungen über entsprechend viele kleinere Zeitintervalle. Zum Beispiel erfordert eine einmalige Mittelung über T = 6 Stunden einen zusätzlichen Rechen-

aufwand von nur 3 Modellstunden. Etwa den gleichen Dämpfungseffekt erzielt man mit dem "Euler backward"-Schema und $\triangle t = 5$ Minuten erst nach 36 Modellstunden, also mit dem 12fachen Rechenaufwand!

Im übrigen haben beide Methoden den gleichen Schönheitsfehler (s. Abb. 10): Im Grenzbereich zwischen sehr langen Gravitationswellen und extrem schnellen synoptischen Wellen werden diese schon zu stark, jene aber noch nicht genug gedämpft.

Die Methode der fortlaufenden zeitlichen Mittelbildungen wirft noch ein Nebenergebnis ab: Wählt man T sehr groß (mehrere Tage), so werden nicht nur die Gravitationswellen, sondern auch die synoptischen Wellen nach wenigen Schritten vollkommen verschluckt. Die Felder u, v, h konvergieren gut gegen eine zu beliebig vorgegebener Orographie gehörende stationäre Lösung (Abb. 12).

b) Der zeitliche Verlauf der zwischen 0 und T vorhergesagten Felder wird an jedem Gitterpunkt nach der Methode der kleinsten Quadrate durch eine Gerade angenähert. Das durch die Gerade zur Zeit $t = 0$ bestimmte Windfeld zusammen mit dem ungeänderten oder dem ebenso bestimmten Geopotential wird als Anfangsfeld für die eigentliche Modellvorhersage benutzt. Man könnte meinen, daß diese Gerade in jedem Fall dem synoptischen Trend viel näher komme als die ursprüngliche Kurve. Die etwas mühsamere Rechnung für den Realteil der Welle [11] zeigt in der Tat, daß sehr kurzperiodische Wellen verschluckt und sehr langperiodische Wellen praktisch ungeändert bleiben. In dem kritischen Zwischenbereich (Schwingungsdauer von $\frac{T}{2}$ bis über 2 T hinaus) werden die Wellen jedoch erheblich in ihrer Phase verschoben und teilweise sogar amplifiziert. Das Verfahren b) ist damit in dieser Form nicht empfehlenswert.

Setzt man die durch den Mittelpunkt des Geradenabschnittes bestimmten Felder für $t = \frac{T}{2}$ als neue Anfangsfelder ein, so erhält man viel günstigere Dämpfungseigenschaften, die mit denen von Methode a) identisch sind. Wählt man andere Zeitpunkte auf der Geraden aus (z. B. $t = \frac{1}{4}T$ oder $t = \frac{3}{4}T$), so ergeben sich trotz höheren Rechenaufwandes keine weiter verbesserten Dämpfungseigenschaften.

Offensichtlich ist es nicht möglich, allein mit Hilfe des zeitlichen Ablaufs an isolierten Gitterpunkten die Gravitationswellen von den synoptischen Wellen auch in dem kritischen Zwischenbereich säuberlich zu trennen. Hierzu müssen kompliziertere Methoden entwickelt werden, die gleichzeitig den zeitlichen und den räumlichen Verlauf berücksichtigen. Bis dahin jedoch kann die sehr einfache und relativ ökonomische Methode a) der zeitlichen Mittelung — welche sich zuvor erst noch an komplizierteren Modellen mit wirklichen Wetterlagen zu bewähren hat — wenigstens zur teilweisen Filterung der Gravitationswellen verhelfen.

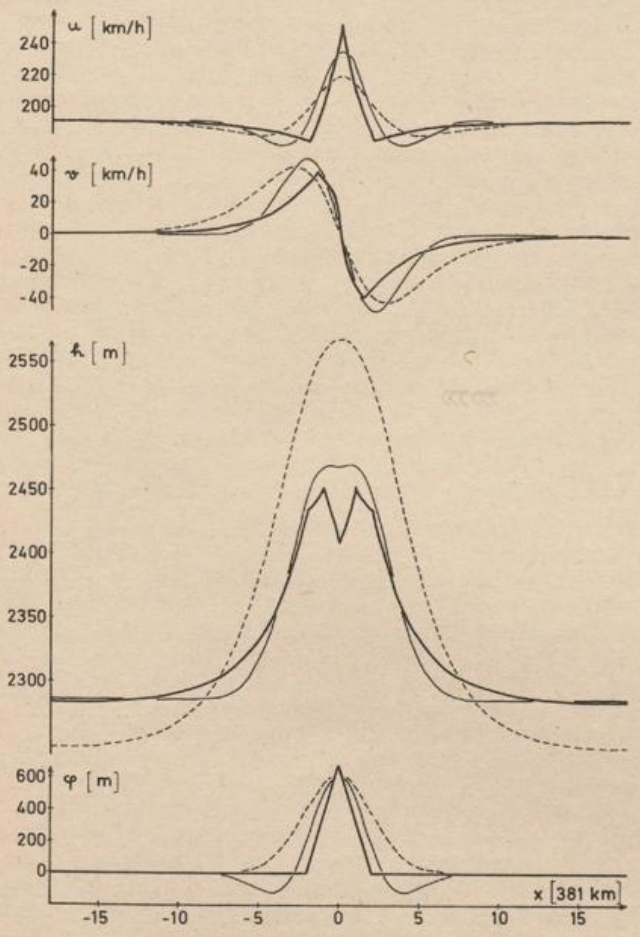


Abb. 12
Stationäre Lösungen der Differenzengleichungen für verschiedene vorgegebene Orographien φ, mit $f = 0.50\ [h^{-1}]$ aus dem Anfangszustand $h = \text{const} = 2.0\ [(381\ km/h)^2]$, $u = u_0 = 190.5$ [km/h], $v = 0$ gewonnen durch fortgesetztes zeitliches Mitteln über Intervalle von 48 Stunden.

7. Literatur

(1) KASAHARA, A., WASHINGTON, W. M.: Thermal and dynamical effects of orography on the general circulation of the atmosphere. Proc. WMO/IUGG Sympos. Numerical Weather Prediction Tokyo (1968) S. IV 47–56.

(2) BUSHBY, F. H.: Further developments of a model for forecasting rain and weather. Proc. WMO/IUGG Sympos. Numerical Weather Prediction. Tokyo (1968) S. II 75–84.

(3) BENGTSSON, L.: A three-parameter baroclinic model. Activities in the field of numerical weather prediction in Sweden. Fourth Progr. Rep. (1965), July.

(4) SHUMAN, F. G., HOVERMALE, J. B.: An operational six-layer primitive equation model. J. appl. Meteor. 7 (1968) S. 525–547.

(5) EDELMANN, W.: Vom Analysenausgleich bis zur baroklinen Vorhersage. Methoden und Organisation der Routine-Programme des Deutschen Wetterdienstes (Interner Bericht) (1968). 56 S.

(6) HILL, G. E.: Grid telescoping in numerical weather prediction. J. appl. Meteor. 7 (1968) S. 29–38.

(7) — Numerical weather prediction-activities. National Meteorological Center, Second Half 1969. US-Weather Bureau (1970) S. 16.

(8) MATSUNO, T.: Numerical integrations of the primitive equations by a simulated backward difference method. J. Meteor. Soc. Japan 44 (1966) S. 76–84.

(9) NITTA, T.: Initialisation and analysis for the primitive equation modell. Proc. WMO/IUGG Sympos. Numerical Weather Prediction. Tokyo (1968) S. VI 11–20.

(10) MIYAKODA, K., MOYER, R. W.: A method of initialisation for dynamical weather forecasting. Tellus 20 (1968) S. 115–128.

Diskussionsbemerkungen

M. SCHÜEPP: Es wird angeregt, daß sich unter den an der Tagung teilnehmenden Meteorologen, welche sich mit numerischer Wettervorhersage befassen, eine kleine Arbeitsgruppe bildet, welche die sich in den Alpen stellenden Probleme studiert, speziell im Hinblick auf die spätere Entwicklung engmaschiger Gitternetze.

P. GBURČIK

DK 551.509.312

Einführung der orographischen Einflüsse in die Vorhersagekarte

Zusammenfassung

Es wird ein Vorhersagemodell vorgelegt, das eine regionale Verbesserung der Vorhersagekarte bringen soll. In früheren Arbeiten hat man auf einen systematischen Fehler hingewiesen, der durch den Einfluß der Orographie verursacht wird. Die prognostische Bodenkarte wird verbessert, indem man eine neue, durch das Hindernis modifizierte Strömung berechnet und dadurch auch eine neue Kaltluftadvektion erhält.

1. Einleitung

Die Orographie ist einer der wichtigsten Faktoren, die das Wetter in Jugoslawien beeinflussen. Dieser Einfluß wird intensiv untersucht und besonders seine Folgen auf die Bewegung der Fronten bzw. Kaltlufteinbrüche (1). Da sich Jugoslawien auf der Leeseite der Alpen befindet, und auf diese Weise eine rein west-östliche Bewegung der Kaltluft behindert wird, kommen die meisten Kaltlufteinbrüche aus NW. Natürlich sind auch die Strömungen aus anderen Richtungen, z. B. aus SW, sehr stark durch die Orographie beeinflußt (2). Alle diese Einflüsse werden von den heutigen Methoden der Wettervorhersage nicht berücksichtigt. Das führt natürlich zu entsprechenden Unterschieden zwischen den Vorhersagekarten und den wirklich vorgehenden Prozessen, und man muß auch erwarten, daß die größten Unterschiede in der Nähe der großen Gebirgsmassive entstehen. Dabei muß es sich gar nicht um besonders hohe Gebirge handeln, wie uns die Erfahrung mit den Dinarischen Alpen zeigte. Da die Hauptmasse der Kaltluft besonders in der Nähe der Front in einer relativ dünnen Schicht liegt, haben schon die Berge von etwa 1000 m Höhe einen auch für die Vorhersagekarten beträchtlichen Einfluß auf das Druckfeld. Da die Vorhersage der Frontenbewegung eng mit dem Bodendruckfeld verbunden ist, kommt dazu, daß auch die Lage der Front stark beeinflußt ist.

Das Druckfeld hinter einem Kaltlufteinbruch aus NW über Jugoslawien hat besonders im Winter eine charakteristische Form. Die Kaltluft wird nämlich durch die Dinarischen Alpen in ihrer Bewegung nach Süden aufgehalten. Diese Kaltluft liegt über dem kontinentalen Teil Jugoslawien und verursucht eine größere Druckerhöhung, als zu erwarten wäre, wenn kein Stau der Kaltluft zustande gekommen wäre (5). Solche Druckverteilung und das Strömen der Kaltluft über die Pässe der Dinarischen Alpen verursacht die Bora an der Adriaküste (3) (4). Aus diesen Betrachtungen ergibt sich, daß die Kaltluft teilweise als Bora über die Pässe strömt und sich teilweise nach Ost-Südosten, etwa parallel zu den Gebirgen bewegt. Aus solchen Veränderungen des Stromfeldes sind auch Veränderungen in der Frontgeschwindigkeit zu erwarten. Es kommt regelmäßig zu einer Beschleunigung der Frontbewegung (5) (6). Die Unterschiede im Druckfeld sind in mehrfacher Hinsicht für die Wettervorhersage wichtig. Die Fronten erhalten eine starke Beschleunigung und befinden sich bedeutend weiter im Osten als vorausgesagt. Ein anderer Unterschied zwischen der Vorhersagekarte und der wirklichen Situation liegt in der Form der Isobaren. Die Isobaren über Jugoslawien sind auf der Vorhersagekarte zyklonal gekrümmt, während sie auf der Bodenkarte für denselben Termin eine antizyklonale Krümmung aufweisen. Das ist außerordentlich wichtig. Wenn nämlich die Form der Isobaren gut vorausgesagt wäre, dann wären auch die Druckunterschiede über einem größeren Territorium gleich. In diesem Fall aber treten über Jugoslawien große Fehler in der Vorhersagekarte auf. Wenn das Druckfeld hinter der Kaltfront zyklonal gekrümmte Isobaren aufweisen würde, würden nie die Voraussetzungen für die Entstehung der Bora zustande kommen können (3) (4). Noch wichtiger als der absolute Betrag des Druckfehlers ist der Fehler in der Form der Isobaren. Dieser Fehler führt zu völlig falschen Vorhersagen hinsichtlich des Auftretens der Bora. Mehr Einzelheiten über diese systematischen Fehler sind in den Arbeiten (5) und (6) enthalten.

2. Verbesserung der Vorhersagekarte

Es gibt mehrere Wege, die zu einer Verbesserung der Vorhersagekarte führen können.

Da die Vorhersage nicht die Einflüsse der Orographie berücksichtigt (Stau der Kaltluft in den unteren Schichten), könnte man diesen Fehler eliminieren, indem die Advektion in der Rel. Topographie (RT) 850/1000 mb verbessert wird. Der Unterschied zwischen der Vorhersagekarte und der wirklichen Karte ist nämlich gleich dem Unterschied zwischen der RT bei Advektion ohne Reibung und der RT bei Advektion mit Reibung, unter der Voraussetzung, daß die Schichten über 1500 m nicht durch das Gebirge aufgehalten worden sind.

Das heißt:

$$P - P_p = f\,(T_{AR} - T_A), \qquad [1]$$

wo P = gemessener Bodendruck, P_P = prognostizierter Bodendruck, T_{AR} = mittlere Temperatur der Schicht 850/1000 mb ermittelt durch die Advektion mit Reibung, T_A = dasselbe ohne Reibung. Die Beziehung zwischen dem Druckunterschied und dem durch die Orographie verursachten Temperaturunterschied ist in (6) abgeleitet worden.

Mit den Voraussetzungen, daß hinter einem Kaltlufteinbruch keine Inversion in niedrigeren Höhen vorkommt und in der Höhe der 850-mb-Fläche ein Stau der Kaltluft durch ein etwa 1500 m hohes Gebirge vorhanden ist, erhält man die Beziehung:

$$P_{sr} = P_{sp} \exp K (T_{sp} - T_{sr}), \qquad [2]$$

P_{sr} = wirklicher Bodenluftdruck,
P_{sp} = prognostizierter Bodenluftdruck,
T_{sr} = wirkliche Bodentemperatur,
T_{sp} = prognostizierte Bodentemperatur.

In der Gleichung [2] ist der Koeffizient K durch die Beziehung gegeben:

$$K = \frac{g H_1}{2RT_p^2}, \qquad [3]$$

wo g = Gravitationsbeschleunigung, H_1 = Höhe der 850-mb-Fläche, R = Gaskonstante und T_P = prognostizierte mittlere Temperatur der Schicht 850/1000 mb bedeuten.

Um den notwendigen Unterschied zwischen der prognostizierten und modifizierten Advektion der Temperatur ausrechnen zu können, muß eine Möglichkeit vorhanden sein, die Strömung der bodennahen Luftschicht zu berechnen.

Die Modifizierung der Strömung kann man erreichen, indem man die Erhaltung der kinetischen Energie in den Schichten über der Reibungsfläche voraussetzt:

$$V^2 = \text{const.} \qquad [4]$$

Mit anderen Worten: wir setzen voraus, daß die Strömung, die wegen des Hindernisses die Richtung geändert hat, ihre kinetische Energie behält. Also:

$$U_p^2 + V_p^2 = U_r^2 + V_r^2 \qquad [5]$$

wo die U-Komponente parallel, die V-Komponente normal zum Hindernis verläuft. Die Indices p und r bedeuten wie früher prognostizierte und reelle Werte.

Wenn man eine Verzögerung der Windgeschwindigkeit einführt:

$$V_r = CV_p \qquad [6]$$

wobei

$$O < C < 1 \text{ ist,} \qquad [7]$$

so erhält man:

$$U_r^2 = U_p^2 + /1 - C^2/V_p^2 \qquad [8]$$

Wenn man auf diese Weise das modifizierte Strömungsfeld ausgerechnet hat, kann man die neue Verteilung des Temperaturfeldes, die man für die Beziehung [2] braucht, ausrechnen.

Literatur

(1) ČADEŽ, M.: — Vreme u Jugoslaviji — Rasprave — Prirodno-matematički fakultet u Beogradu, Meteorološki zavod, Beograd (1964).

(2) GBURČIK, P.; DJORDJEVIĆ N.: Karakteristike jugozapadnog prodora, Publikacija povodom 75-godišnijce Observatorije u Beogradu, Beograd (1963).

(3) DOBRILOVIĆ, B.: Visinsko strujanje iznad Jugoslavije i prizemni karakteristični vetrovi. Prirodno-matematički fakultet u Beogradu. Meteorološki za poljoprivredne nauke, Beograd (1953).

(4) VUJEVIĆ, P.: Podneblje FNR Jugoslavije Arhiv za poljoprivredne nauke, Beograd (1953).

(5) GBURČIK, P.; DJORDJEVIĆ, N.: Poboljšanje prognostičke karte uvodjenjem uticaja orografije Zbornik meteor. i hidrol. radova, Beograd (1969).

(6) GBURČIK, P.: Prognostic model with orographic influences. Időjárás 75 (1970) No. 1—2.

M. LAUBE

DK 551.509.324.2

Quantitative Niederschlagsvorhersage mit Einschluß orographischer Effekte

Zusammenfassung

Es wird ein numerisches Modell der Atmosphäre beschrieben, welches es gestattet, die durch orographische Hindernisse erzeugte Vertikalgeschwindigkeit zu berechnen. Diese Vertikalgeschwindigkeiten sowie die durch die dynamische Wetterentwicklung erzeugten Vertikalgeschwindigkeiten werden benutzt, um Niederschlagsbeträge, die durch pseudo-adiabatische Hebungsvorgänge erzeugt werden, zu berechnen. Am Beispiel einer Wetterlage wird der Einfluß des Alpengebietes auf die Niederschlagsbeträge gezeigt.

Abstract

A numerical model of the atmosphere is described which permits to calculate orographically induced vertical motions. The bottom boundary condition is changed from

$$w = 0 \text{ at 1000 mb to } w = \mathbf{v} \nabla H$$

where H is the height of the underlying surface. The air is assumed to raise pseudoadiabatically for condensation. The influence of orography on the amount of precipitation is illustrated by an example. The computed rainfall is less than the actual rainfall due to simplifications in the thermodynamical behaviour of the atmosphere.

1. Einleitung

Der Wunsch, einzelne Wetterelemente in quantitativer Form vorherzusagen, tritt immer stärker in den Vordergrund. In den letzten Jahren sind eine Fülle von Untersuchungen zur quantitativen Niederschlagsvorhersage veröffentlicht worden, die sowohl auf statistischen als auch auf thermodynamischen Überlegungen basieren. Es ist jedoch noch kein Rechenmodell in die Routinepraxis eingeführt worden, da die Zahl der notwendigen Rechenoperationen und der notwendigen meteorologischen Felder so groß ist, daß sie die Kapazität auch moderner Rechenanlagen überfordert. Es soll hier der Versuch unternommen werden, mit Hilfe eines einfachen Modells zu brauchbaren Ergebnissen zu kommen.

2. Die benutzten Gleichungen

Das Rechenmodell zur Niederschlagsvorhersage gliedert sich in zwei Teile:

a) Analyse der Anfangsdaten und Vorhersage der Vertikalgeschwindigkeiten

b) Berechnung des Niederschlages.

Die Analyse der Anfangsfelder erfolgt nach dem von DÖÖS (3) angegebenen Verfahren. Der Wert Z an einem Gitterpunkt läßt sich aus einem Meßwert T und einer Anfangsvermutung I berechnen aus

$$Z = \frac{g_1 T + g_2 I}{g_1 + g_2}$$

Das Gewicht g_1 des Meßwertes ist abhängig von der Entfernung des Meßpunktes vom Gitterpunkt, während das Gewicht g_2 der Anfangsvermutung aus klimatologischen Mittelwerten bestimmt werden kann. Analysiert werden die Felder der Höhen der 500-mb- und 1000-mb-Fläche sowie die Temperaturen und Feuchten der 850-, 700- und 500-mb-Fläche und der Bodenkarte.

Die durch die Wetterentwicklung erzeugte dynamische Vertikalbewegung wird aus der Vorticity-Gleichung berechnet. Wenn man in einer barotropen Atmosphäre die thermische Konvektion vernachlässigt, kann man die Kontinuitätsgleichung in der BOUSSINESQ-Appromation verwenden und mit der Vorticity-Gleichung kombinieren

$$\frac{1}{\eta + f} \frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial w}{\partial p} = - \nabla p \, \mathbf{v}$$

mit η = geostrophische Vorticity, f = Coriolisparameter, w = generalisierte Vertikalgeschwindigkeit, ∇p = isobarer Nablaoperator, $\mathbf{v}$ = geostrophischer Wind. Das Rechenverfahren ist in (5) näher beschrieben worden.

Bei dem vorangegangenen Rechenschritt wird die Erdoberfläche als glatt angesehen. Damit ergibt sich für den unteren Rand der Atmosphäre (p = 1000 mb) die Bedingung

$$w = 0$$

Diese Annahme wird nachträglich ersetzt durch die Bedingung

$$w = \mathbf{v} \nabla H \qquad \text{in 1000 mb,}$$

die auch BUSHBY (2) in sein Modell einfügte. Mit H wird die Höhe der Erdoberfläche bezeichnet. Als horizontaler Windvektor aber nicht der geostrophische Wind $\mathbf{v}_g$ an der Erdoberfläche benutzt, sondern der durch Turbulenzreibung erzeugte EKMAN-Windvektor. Dieser Windvektor hängt von der Höhe Z ab.

$$\mathbf{v}(Z) = a\,(Z)\, \mathbf{v}_g + b\,(z)\, \mathbf{K} \times \mathbf{v}_g$$

durch die höhenabhängigen Koeffizienten

$$a\,(Z) = 1 - \exp(-\alpha Z) \cos \alpha Z$$

$$b\,(Z) = \exp(-\alpha Z) \sin \alpha Z.$$

Nach FORTAK (4) wurde

$$\alpha = \sqrt{\frac{f}{2K}}$$

gesetzt, mit f = Coriolisparameter, K = turbulente Viskosität.

Mit $\alpha = 2 \cdot 10^{-5}\,\mathrm{cm}^{-1}$ und Z = 500 m ergibt sich für den Reibungswind eine Ablenkung von 22.5° gegenüber dem geostrophischen Wind. Die durch die Orographie erzeugte Vertikalgeschwindigkeit setzt sich in die Atmosphäre fort. Das einfache Modell gibt aber bei der geringen vertikalen Auflösung keine Auskunft darüber, wie stark die Dämpfung mit zunehmender Höhe ist. Theoretische Überlegungen von SAWYER (6) zeigen, daß sowohl das Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Ausdehnung als auch die Stabilität der Luftmasse das vertikale Profil der Vertikalgeschwindigkeit beeinflussen. Da der Hauptanteil des Niederschlages in den unteren Schichten der Atmosphäre gebildet wird, wird zur Zeit ein einfaches lineares Profil angenommen, das die orographisch bedingte Vertikalgeschwindigkeit oberhalb 700 mb unterdrückt. Für die Berechnung des ausfallenden Niederschlages wird pseudo-adiabatische Hebung angenommen. Dabei setzt man voraus, daß

1. immer genügend viele Kondensationskerne vorhanden sind,
2. keine Übersättigung auftritt,
3. alle thermodynamischen Prozesse adiabatisch verlaufen,
4. die Atmosphäre kein Wasser speichern kann,
5. einmal gebildete Tröpfchen sofort ausfallen und nicht verdunsten können,
6. sich außerhalb der Atmosphäre keine Feuchtequelle befindet.

Ferner bleibt unberücksichtigt, daß Instabilitäten einen Einfluß auf den Niederschlagsbetrag haben können.

Der Wassergehalt einer Einheitsluftsäule beträgt

$$M = \frac{1}{g}\int_0^{P_0} q\,dp,$$

wenn q die spezifische Feuchte bezeichnet.

Die pro Zeiteinheit den Erdboden erreichende Niederschlagsmenge ist gleich der Abnahme des Wassergehalts der Luftsäule und ferner gleich der Kondensationsrate

$$r = -\frac{dM}{dt} = -\frac{1}{g}\int_0^{P_0} \frac{dq^*}{dt}\,dp,$$

q^* bedeutet die spezifische Feuchte bei Sättigung. Der Wert des Integrals ist von 0 verschieden, wenn

$$\frac{dq^*}{dt} < 0, \text{ für } q = q^*.$$

Die Niederschlagsmenge in der Periode τ auf die Einheitsfläche beträgt

$$R = -\frac{1}{g}\int_t^{t+\tau}\int_0^{P_0} \frac{dq^*}{dt}\,dp\,dt.$$

Die Kontinuitätsgleichung für die spezifische Feuchte läßt sich aufspalten in den Transportterm

$$v\nabla q + w\frac{\partial q}{\partial p}$$

und den thermodynamischen Anteil $\frac{dq}{dt}$,

der zunächst während eines Zeitschritts konstant gehalten wird, um den Transportanteil zu berechnen. Vor dem nächsten Zeitschritt wird der thermodynamische Anteil berechnet, indem von der pseudopotentiellen Temperatur Gebrauch gemacht wird:

$$\Theta' = T\left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{R}{c_p}} \exp\left(\frac{L\,m}{c_p\,T}\right)$$

mit R = Gaskonstante trockener Luft, c_p = spezifische Wärme bei konstantem Druck, L = spezifische Verdampfungswärme des Wassers, m = Mischungsverhältnis. Obige Gleichung wird für m und damit für q nach einem Iterationsverfahren gelöst, das von STACKPOLE (7) angegeben wurde.

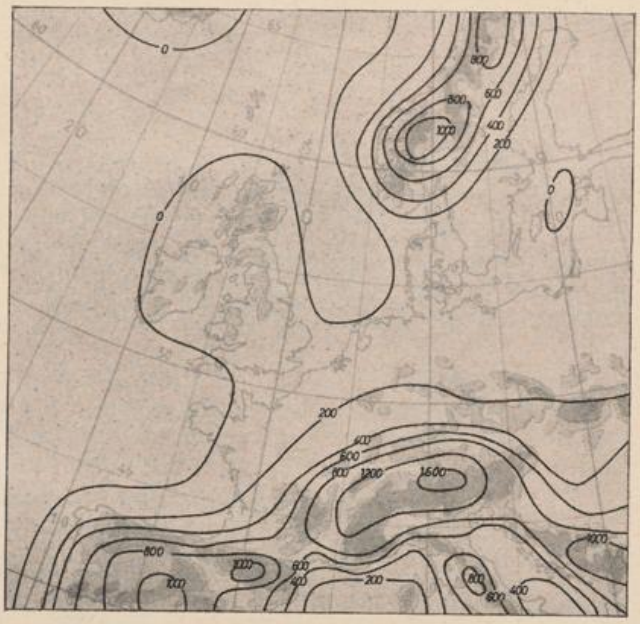


Abb. 1
Orographie Mitteleuropas, geglättet (Höhenangabe in m)

Das Vorhersagegebiet umfaßt den in Abb. 1 umrandeten Teil von Europa und Atlantik. Das Gebiet wird von 43 x 50 Gitterpunkten repräsentiert, die in 60° N einen Abstand von 71,3 km haben. Die Vertikalgeschwindigkeiten sowie die Transportterme der Feuchte werden, da ein geeignetes Vorhersagemodell für die Vorhersage der benötigten Druckflächen zur Zeit noch fehlt, mittels aktueller Druckverteilungen berechnet, die über 12 Stunden als konstant angenommen werden. Die für die Berechnung der orographisch erzeugten Vertikalgeschwindigkeit benutzte Topographie Europas ist in Abb. 1 dargestellt. Um die Rechnung stabil zu halten, war eine starke Glättung der tatsächlichen Höhen notwendig. Es wurden aus den Höhenwerten alle Wellen herausgefiltert, die kürzer als 4 Gitterabstände ~280 km sind. Dadurch wird das Alpenmassiv nur durch maximale Höhen von 1700 m dargestellt, während die europäischen Mittelgebirge gänzlich eingeebnet sind.

Die Einzelbeträge der Vertikalgeschwindigkeiten werden nach dem vorgegebenen vertikalen Profil addiert. Die dynamisch bedingte Vertikalgeschwindigkeit w verschwindet am Boden und erreicht ihr Maximum in 500 mb, während die orographisch bedingte Vertikalgeschwindigkeit w_0 ihr Maximum am Boden hat.

3. Ergebnisse

Es wurde die Wetterlage vom 11. 7. 1969 morgens ausgewählt. Abb. 2 zeigt die Druckverteilung im Vorhersagegebiet. Zwischen einer hochreichenden Antizyklone westlich des Ärmelkanals und dem langgestreckten, vom Nordmeer bis ins Mittelmeer reichenden Höhentrog ziehen die Ausläufer eines Nordmeertiefs mit einem aus-

gedehnten Regengebiet in einer kräftigen Frontalzone nach Südosten und verringern ihre Zuggeschwindigkeit nach dem Übertritt auf das Festland laufend. Der Schwerpunkt des Niederschlages liegt im Gebiet Westdeutschland—Belgien mit Werten bis 23 mm zwischen 0 und 12 Uhr.

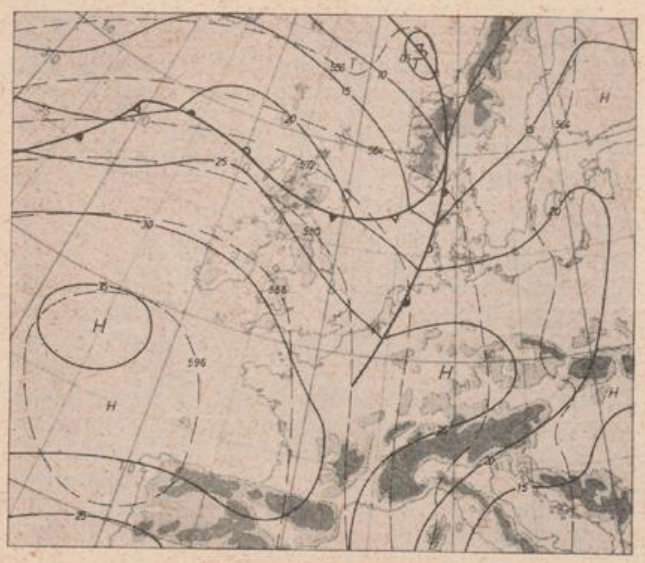


Abb. 2
Höhe der 500-mb-Fläche 11. 7. 69, 00 Z (gestrichelt)
Bodenkarte 11. 7. 69, 06 Z (ausgezogen)



Abb. 3
Vertikalgeschwindigkeit für 11. 7. 69, 12 Z in cm/s
(positive Werte aufwärts) mit Bodenfronten von 12 Z

Die mit Hilfe der Höhenkarten der 500-mb- und 1000-mb-Fläche vorhergesagten dynamischen Vertikalgeschwindigkeiten sind in Abb. 3 dargestellt. Hohe Beträge wurden im Bereich des Frontensystems berechnet; das Maximum der Hebung wird über Südwestfrankreich erreicht, während das stärkste Absinkgebiet am westlichen Alpenrand auftaucht. Abb. 4 zeigt die mit der für 12 Stunden als stationär angenommenen Bodendruckverteilung von 06 Z berechnete orographisch bedingte Vertikalgeschwindigkeit. Bemerkenswerte Beträge treten nur am Alpenrand sowie über Skandinavien auf.

Die gemessenen 12stündigen Niederschläge von 00—12 Z (Abb. 5) zeigen ein breites Regengebiet, das sich von Skandinavien über Mitteleuropa bis in den Mittelmeerraum hinzieht. Der Schwerpunkt dieser Regenzone liegt über Belgien. Die berechneten Mengen haben ihren Schwerpunkt nach Süden verschoben und sind geringer als die gemessenen Werte. Dabei ist jedoch zu beachten, daß bei der Rechnung ein Flächenmittel über ein Quadrat von 71 km Kantenlänge gebildet wird. Durch die Einbeziehung der Orographie errechnen sich an den Luvseiten markanter orographischer Hindernisse Niederschlagsmengen, die mit den gemessenen vergleichbar sind. Das scheint darauf hinzudeuten, daß bei Hebungen, die sich auf die tieferen Schichten der Atmosphäre beschränken, das pseudo-adiabatische Modell die Natur angemessener beschreibt als dort, wo sich die Hebung über eine größere Schicht der Atmosphäre erstreckt.

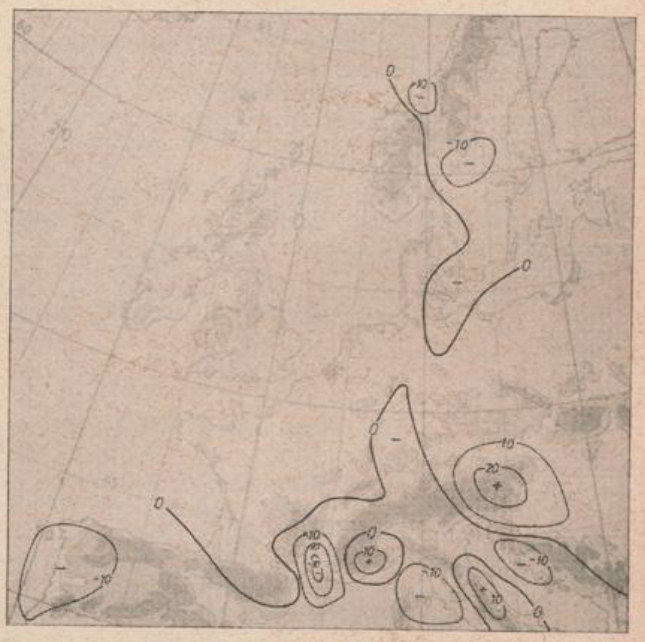


Abb. 4
Vertikalgeschwindigkeit durch Orographie für 11. 7. 69,
12 Z in cm/s mit Reibung (positive Werte aufwärts)



Abb. 5
12-stdl. Niederschlagsmengen 11. 7. 69, 00—12 Z in mm
Zahlen: gemessene Werte
gestrichelt: berechnete Werte ohne Orographie
ausgezogen: berechnete Werte mit Orographie

4. Schlußbemerkungen

Das Modell zu quantitativer Niederschlagsvorhersage ist in der jetzigen Form noch eine zu grobe Annäherung an die reale Atmosphäre. Die Vereinfachungen werden einmal durch die Größe der benutzten Rechenanlage und zum anderen durch unsere noch mangelhaften Kenntnisse über das physikalische Verhalten der Atmosphäre erzwungen. So sind noch längst nicht alle Fragen, die mit der Einbeziehung orographischer Effekte in numerische Simulationsmodelle der Atmosphäre zusammenhängen, geklärt. Ferner fehlen, obwohl recht gute Kenntnisse über die Physik der Wolken- und Niederschlagsbildung vorhanden sind, völlig Kenntnisse über meteorologische Wechselwirkungsmechanismen zwischen Niederschlagsbildung und dynamischen Vorgängen. BRAHAM (1) zeigte, daß das Tröpfchenwachstum ein Maximum im Temperaturbereich zwischen −12 und −17° C hat. Die Niederschlagsbildung ist also am intensivsten, wenn ein Vertikalwind einmal gebildete Tröpfchen langsam durch diesen Temperaturbereich führt.

Die numerischen Rechnungen wurden auf der Rechenanlage IBM 7090/1410 der Gesellschaft für Mathematik und Datenverarbeitung in Bonn durchgeführt.

Literatur

(1) BRAHAM, R. R.: Meteorological bases for precipitation development. Bull. Amer. Meteor. Soc. 49 (1968) S. 343−353.

(2) BUSHBY, F. H.: Further developments of a model forecasting rain and weather. Proc. WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction. Tokyo (1969) S. II 75−84.

(3) DÖÖS, B. R.: Numerical analysis of meteorological data. Lectures on numerical short range weather prediction. Leningrad (1969) S. 678−706.

(4) FORTAK, H.: Die Parametrisierung der Divergenz des vertikal gemittelten Impulsstromtensors der planetarischen Grenzschicht. Inst. Theor. Meteor. FU Berlin (1969).

(5) FRANKE, M., P. SIEBER: Ein Modell zur kurzfristigen Vorhersage der Vertikalbewegung in der unteren Troposphäre als Prognosenhilfe für die Beratungspraxis. Fachl. Mitt. Geophys. BdBw Reihe I, Nr. 137.

(6) SAWYER, J. S.: The introduction of the effects of topography into methods of numerical Forecasting. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 85 (1959) S. 31−43.

(7) STACKPOLE, J. D.: Numerical analysis of atmospheric soundings. J. appl. Meteor. 6 (1967) S. 464−467.

G. SKODA

DK 551.511.3 : 551.558.21

Die Mesostruktur des Luftdruckfeldes in Leewellen nach einem linearisierten Modell

Zusammenfassung

Für ein Leewellenmodell werden die drei Bewegungsgleichungen, die Kontinuitätsgleichung sowie der erste Wärmehauptsatz linearisiert und daraus eine gewöhnliche Differentialgleichung für den Druck p(x, z) abgeleitet. Das horizontale Druckfeld, das zu einer hydrostatischen Umgebung inhomogen ist, führt nach Vorgabe einer die Topographie in Rechnung stellenden Randbedingung im stationären Fall zu quasigeostrophischen transversalen Versetzungen v^*_g. Der Autor bestimmt ferner für ein festes Bezugsniveau die horizontale Divergenz und daraus eine ageostrophische Geschwindigkeit u^*_{ag}, welche im Feld der vertikalen Luftversetzung zwischen Wellenberg und -tal wesentlich eine Funktion der statischen Stabilität ist. Dieses Verhalten wird durch Konversion von horizontaler in vertikale Wirbelgröße („Twisting-Term"), welche dem Betrage nach gleich der vertikalen Advektion von relativer Wirbelgröße ist, geregelt.

Résumé

Dans un modèle linéaire pour des ondes stationnaires, comprenant les trois équations du mouvement, l'équation de continuité et celle d'un processus adiabatique on dérive une équation différentielle ordinaire pour la pression p(x, z). La configuration de pression horizontale a pour conséquence des oscillations transversales quasigéostrophiques, v^*_g. Pour un niveau de référence posé l'auteur examine par l'équation du tourbillon la divergence horizontale et de là une vitesse agéostrophique u^*_{ag}, dont la quantité entre la crête et le creux dans le champ des mouvements verticaux est avant tout une fonction de la stabilité hydrostatique. La transformation de la composante horizontale à la composante verticale du tourbillon relatif («Twisting-Term») est précisée par le transport vertical du tourbillon à axe vertical.

1. Eine Differentialgleichung für das Luftdruckfeld in Leewellen

Eine horizontale, gleichförmige Luftströmung ($\bar{u}$ = const.), welche auf ein orographisches Hindernis trifft, verursacht in allen meteorologischen Feldgrößen Abweichungen vom Anfangszustand. Vielfach wird das Feld der resultierenden Vertikalbewegungen (w-Verteilung) vorgezogen (1), (2), (3), (4), (5); wir wollen im stationären Fall (Zeitunabhängigkeit) die Störungen im Druckfeld, p*(x, y, z) bestimmen. Im kartesischen (x, y, z)-System können die Bewegungsgleichungen, die Kontinuitätsgleichung und die Adiabatengleichung für unser Problem in folgender Form angeschrieben werden (laminar, reibungsfrei, isentrop, stationär, statisch):

$$\left.\begin{aligned} u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial x} \\ u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial y} \\ 0 &= -\frac{1}{\varrho}\frac{\partial p}{\partial z} - g \\ \frac{\partial \varrho u}{\partial x} + \frac{\partial \varrho v}{\partial y} + \frac{\partial \varrho w}{\partial z} &= 0 \\ u\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{p}{\varrho^\varkappa}\right) + v\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{p}{\varrho^\varkappa}\right) + w\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{p}{\varrho^\varkappa}\right) &= 0 \end{aligned}\right\} \quad [1]$$

mit f = Coriolisparameter, $\varkappa = \frac{c_p}{c_v}$ = Verhältnis der spezifischen Wärmen bei konst. Druck und konst. Volumen, g = Schwerebeschleunigung, u, v, w(x, y, z) = Komponenten des Windgeschwindigkeitsvektors, $\varrho(x, y, z)$ = Luftdichte und p(x, y, z) = Luftdruck.

Nach der Linearisierungsmethode durch kleine Störgrößen ("perturbation-method") sowie einem Fourier-Ansatz für diese Größen (u^*, v^*, w^*, p^* und ϱ^*) in der Gestalt

$$p^*(x, y, z) = \sum_{k,m=-\infty}^{+\infty} \bar{p}_{km}(z)\, e^{i(kx+my)} \quad [2]$$

mit $\bar{p}_{km} = \frac{p_{km} - i\hat{p}_{km}}{2}$, wobei $p_{km}(z)$ und $\hat{p}_{km}(z)$ unbekannte, höhenabhängige Entwicklungskoeffizienten der gesuchten Funktion p^* sind und in analoger Weise für die Oberfläche des orographischen Hindernisses

$$z = G(x, y) = \sum_{k,m=-\infty}^{+\infty} \bar{G}_{km}\, e^{i(kx+my)} \quad [3]$$

mit $\bar{G}_{km} = \frac{G_{km} - i\hat{G}_{km}}{2}$, wobei G_{km} und $\hat{G}_{km}$ bekannte Entwicklungskoeffizienten der Funktion G(x, y) sind, lautet das System [1] mit der Notierung

$\bar{\varrho}u^* = Q$, $\bar{\varrho}v^* = R$, $\bar{\varrho}w^* = S$

$$\left.\begin{aligned} \bar{u}ki\bar{Q}_{km} - f\bar{R}_{km} &= -ki\bar{p}_{km} \\ \bar{u}ki\bar{R}_{km} + f\bar{Q}_{km} &= -mi\bar{p}_{km} \\ g\bar{\varrho}_{km} &= -\frac{d\bar{p}_{km}}{dz} \\ \bar{u}k\bar{\varrho}_{km} + k\bar{Q}_{km} + m\bar{R}_{km} &= i\frac{d\bar{S}_{km}}{dz} \\ \bar{u}k\bar{p}_{km} - \varkappa RT k\bar{u}\bar{\varrho}_{km} &= i[(\varkappa - 1)g + \varkappa R\frac{dT}{dz}]\,\bar{S}_{km} \end{aligned}\right\} \quad [4]$$

Bei Berücksichtigung von $\gamma_a = \frac{\varkappa - 1}{\varkappa} \frac{g}{R}$ für die Trokkenadiabate ergibt sich aus [4] eine gewöhnliche Differentialgleichung in $\bar{p}_{km}$

$$\bar{p}''_{km} + \left(\frac{g}{R\varkappa T} + \frac{\gamma_a - 2\gamma}{T}\right)\bar{p}'_{km} + g\frac{k^2 + m^2}{\bar{u}^2k^2 - f^2} \cdot \frac{\gamma_a - \gamma}{T}\bar{p}_{km} = 0 \qquad [5]$$

(Gl. [5] unterscheidet sich von der analogen Beziehung, welche für die Vertikalgeschwindigkeitskomponente $\bar{S}_{km}$ abzuleiten ist, bloß um den Term $-\frac{\gamma}{T}\bar{p}'_{km}$ (1)).

Mittels $\sigma(z)_{km} = \frac{\gamma_a - \gamma}{T} + \frac{g}{\varkappa RT}$, wobei $\frac{\gamma_a - \gamma}{T}$ = statische Stabilität für ungesättigte Luft und

$\tau(z)_{km} = \frac{\gamma_a - \gamma}{T} g \frac{k^2 + m^2}{\bar{u}^2k^2 - f^2}$ ist [5] gleichbedeutend mit

$$\bar{p}''_{km} + \left(\sigma(z) - \frac{\gamma}{T}\right)\bar{p}'_{km} + \tau(z)\,\bar{p}_{km} = 0 \qquad [6]$$

mit den vereinfachten Randbedingungen

$$\left.\begin{aligned} \bar{p}_{km} &= 0 \quad \text{für } z = H \quad (H = \text{Höhe der Tropopause}) \\ \bar{p}_{km} &= g\bar{\varrho}_0\bar{G}_{km} \quad \text{für } z = 0. \end{aligned}\right\} \qquad [6a]$$

2. Eine Lösung für das Perturbationsdruckfeld in Leewellen

Um physikalisch leicht durchschaubare Lösungen zu erhalten, führen wir den Produktansatz

$$\bar{p}_{km} = \bar{\varphi}_{km}(z)\,X(z) \quad \text{mit } X(z) = e^{-\frac{1}{2}\int(\sigma(z) - \frac{\gamma}{T})\,dz} \qquad [7]$$

in [6] ein

$$\bar{\varphi}''_{km} + \left[\tau_{km} - \tfrac{1}{2}\frac{d}{dz}\left(\sigma(z) - \frac{\gamma}{T}\right) - \tfrac{1}{4}\left(\sigma(z) - \frac{\gamma}{T}\right)^2\right]\bar{\varphi}_{km} = 0 \qquad [8]$$

Der Koeffizient von $\bar{\varphi}_{km}$ ist die Invariante $I_{km}(z)$ von [6].

Wird eine Größenabschätzung der Terme von $I_{km}(z)$ mit $T = 250°\,K$, $\gamma = 7{,}10^{-3}\,°m^{-1}$ durchgeführt, ferner ausgeschlossen, daß $\bar{u}^2k^2 \to f$, so ist für [8] näherungsweise

$$\bar{\varphi}''_{km} + \tau_{km}\bar{\varphi}_{km} = 0 \qquad [9]$$

gültig. τ_{km} besitzt um wenigstens zwei Größenordnungen stärkeres Gewicht als alle übrigen Terme.

Die Art der Lösungen von [9] hängt vom Vorzeichen des in der Folge konstant gehaltenen Koeffizienten τ_{km} ab: Nur im Falle einer stabilen Schichtung ($\gamma_a > \gamma$) beschreibt [9] einen Wellenprozeß. Mit der Schreibweise

$$g\frac{(\gamma_a - \gamma)}{\bar{u}^2T} \cdot \frac{k^2 + m^2}{k^2} = D^2_{km}, \quad \frac{f}{\bar{u}} = M$$

folgt für [9]

$$\bar{\varphi}''_{km} + \frac{D^2_{km}}{1 - \frac{M^2}{k^2}}\bar{\varphi}_{km} = 0 \qquad [10]$$

Sobald die neuen Randbedingungen

$$\left.\begin{aligned} \bar{\varphi}_{km} &= 0 \quad \text{für } z = H \\ \bar{\varphi}_{km} &= g\bar{\varrho}_0\bar{G}_{km} \quad \text{für } z = 0 \end{aligned}\right\} \qquad [11]$$

sowie $\frac{M^2}{k^2} \ll \varepsilon$ in einem Lösungsansatz mit unbestimmten Koeffizienten eingeführt werden, ergibt sich

$$\bar{\varphi}_{km} = g\bar{\varrho}_0\bar{G}_{km}\frac{\sin D_{km}(H - z)}{\sin D_{km}H}. \qquad [12]$$

Nach Umformung von [7], wobei $T = T_0 - \gamma z$, $\gamma = \text{const.}$ zu berücksichtigen ist, erhält man

$$\bar{p}_{km} = \left(1 - \frac{\gamma}{T_0}z\right)^{\frac{\varkappa R(\gamma_a - 2\gamma) + g}{2R\varkappa\gamma}} g\bar{\varrho}_0\frac{\sin D_{km}(H - z)}{\sin D_{km}H}\bar{G}_{km}. \qquad [13]$$

Durch die Vereinbarungen [2], [3] geht [13] bei Beschränkung der Betrachtungen auf die (x, z)-Ebene in

$$p^*(x, z) = \sum_{k=-\infty}^{+\infty}\bar{p}_k(z)\,e^{ikx} = g\bar{\varrho}_0\left(1 - \frac{\gamma}{T_0}z\right)^{\frac{\varkappa R(\gamma_a - 2\gamma) + g}{2R\varkappa\gamma}} \sum_{k=-\infty}^{+\infty}\frac{\sin D_k(H - z)}{\sin D_kH}\left(\frac{G_k - i\hat{G}_k}{2}\right)e^{ikx} \qquad [14]$$

oder

$$\boxed{p^*(x, z) = g\bar{\varrho}_0\left(1 - \frac{\gamma}{T_0}z\right)^{\frac{\varkappa R(\gamma_a - 2\gamma) + g}{2R\varkappa\gamma}}\frac{\sin D(H - z)}{\sin DH}G(x)} \quad \text{über.} \qquad [15]$$

3. Inhomogenitäten des horizontalen Windfeldes in Leewellen

In diesem Abschnitt wollen wir unter G(x) eine einfache harmonische Wellenbewegung, etwa $G(x) = A\sin\frac{2\pi x}{\lambda}$ mit A = Amplitude ($|\,p(x)\,|_{max}$), λ = Wellenlänge einer Leewelle, verstehen.

Aus [15] ist für $G(x) \neq \text{const.}$ zu entnehmen, daß horizontale Druckgradienten und damit Störungen im vorgegebenen Windfeld ($\bar{u} = \text{const.}$) zu erwarten sind. Unter geostrophischen Bedingungen und räumlich gemitteltem Temperaturgradienten $\tilde{\gamma}$ gilt

$$v^*_g(x, z) = \frac{g}{f}\left(1 - \frac{\tilde{\gamma}}{T_0}z\right)^{\frac{\varkappa R(\gamma_a - 2\tilde{\gamma}) + g}{2R\varkappa\tilde{\gamma}}}\frac{\sin\tilde{D}(H - z)}{\sin\tilde{D}H}G'(x). \qquad [16]$$

In den Aufwindzonen tritt eine Nordkomponente (normal zur (x, z)-Ebene), im Bereich der Abwinde eine Südkomponente auf, wobei die Störkomponente v^*_g die größten Geschwindigkeitswerte jeweils an den Wendepunkten von G(x) erreicht. Der Effekt ergibt ein v^*_g in Bodennähe bis zu 0,5 $msec^{-1}$ (für $\bar{u} = 25\ msec^{-1}$) und bis zu 3 $msec^{-1}$ (für $\bar{u} = 0{,}25\ msec^{-1}$; dieser Betrag ist für Leewellen unrealistisch!). v^*_g kann in höheren Luftschichten bei Inversionen durch die Potenzfunktion in [16] beträchtlich anwachsen.

Denken wir uns mehrere Vertikalschnitte aneinandergereiht, bilden die geostrophisch approximierte rel. Vorticity für eine feste Höhe z,

a) Divergenzfreiheit:

$$\zeta^*_g = v^*_g\frac{d}{dx}\ln G' \qquad [17]$$

Bei Vorgabe einer sin-Schwingung folgt für den „Wellenberg" antizyklonale Wirbelgröße, für das „Wellental" positive Vorticity. Wenn in unserem stationären Modell transversale Luftversetzungen auftreten, ist es denkbar, daß solche Zusatzkomponenten in der x-Richtung ebenfalls wirksam sind, wie auch aus Messungen (6) zu vermuten sein wird. Da es sich um ageostrophische Komponenten handeln muß, schreiben wir $\zeta^*_g \equiv \zeta$ und die Wirbelgleichung mit

b) Divergenzterm:

$$\frac{d}{dt}(\zeta + f) = -(\zeta + f)\,\nabla_H \mathbf{v}_{ag} \qquad [18]$$

wobei $\nabla_H \mathbf{v}_{ag} = 2$ dimens. horizontale Divergenz des ageostrophischen Windvektors mit den Komponenten $u = \bar{u} + u^*_{ag}$, $v = v^*_g$. Da f in x invariant, gilt mittels [17] für festes z

$$-(\bar{u} + u^*_{ag})\,\frac{\partial\zeta/\partial x}{\zeta + f} = \frac{du^*_{ag}}{dx} \qquad [19]$$

oder

$$\bar{u} + u^*_{ag} = \frac{c_1}{|G''| + \dfrac{fG'}{v^*_g}} \qquad [20]$$

Die Integrationskonstante c_1 ist für $u^*_{ag} = 0$ aus $\bar{u}$ und $|G''|_{max}$ bestimmbar. Man erkennt, daß damit

$$\frac{(\bar{u} + u^*_{ag})\left\{(G''' - G'G''\left(\dfrac{\varkappa R\gamma_a - 2\tilde{\gamma}) + g}{2R\varkappa T_0} + \tilde{D}\,\dfrac{\cos\tilde{D}H}{\sin\tilde{D}H}\right)\right\}}{G'' + f^2/g} = -\frac{du^*_{ag}}{dx} \qquad [21]$$

[21] ist elementar nicht lösbar, da aber $\frac{f^2}{g} \ll \varepsilon$ und $G(x) = A_0 \sin x$ $(0 < x \leq 2\pi)$ ergibt sich rasch

$$(\bar{u} + u^*_{ag}) \cong \frac{c_2}{\left|\sin\dfrac{2\pi x}{\lambda}\right|} \cdot e^{A_0 F \sin\frac{2\pi x}{\lambda}} \qquad [22]$$

mit $F = F(\tilde{\gamma}) = \dfrac{\varkappa R\gamma_a - 2\tilde{\gamma}) + g}{2R\varkappa T_0} + \tilde{D}\dfrac{\cos\tilde{D}H}{\sin\tilde{D}H} > 0.$

Für die Bestimmung der Integrationskonstante bleibt als einzige physikalisch-realistische Annahme, daß bei $u^*_{ag} = 0$ am Rücken/Trog $c_0 = \bar{u}\,e^{-A_0F}$. Daraus folgt unmittelbar (siehe b) für den Bereich der größten Vertikalwindgeschwindigkeiten in einer Leewelle ein über alle Grenzen wachsendes u^*_{ag}. Besonders wirksam ist dieser Prozeß für $(\gamma_a - 2\gamma) \gg 0$, also in Inversionen. Im nächsten Punkt bildet den Ausgangspunkt die

d) Vollständige Wirbelgleichung: Gl. [18]

ist um den „Twisting-Term" $\left(\dfrac{\partial w}{\partial y}\cdot\dfrac{\partial u}{\partial z} - \dfrac{\partial w}{\partial x}\cdot\dfrac{\partial v}{\partial z}\right)$

und den „Solenoid-Term" $\left(\dfrac{\partial p}{\partial x}\cdot\dfrac{\partial \alpha}{\partial y} - \dfrac{\partial p}{\partial y}\cdot\dfrac{\partial \alpha}{\partial x}\right.$, mit $\left.\alpha = \dfrac{1}{\varrho}\right)$ zu erweitern. Bedenkt man, daß nach obigen Vor. p, w und α von y unabhängig sind, ist [22] für $z = 0$ lediglich in der Exponentialfunktion des Zählers mit dem Faktor 2 zu multiplizieren.

$$\bar{u} + u^*_{ag} \cong \frac{\bar{u}\,e^{+\,2A_0F(\sin\frac{2\pi x}{\lambda} - 1)}}{\left|\sin\dfrac{2\pi x}{\lambda}\right|} \qquad [23]$$

[23] liefert in bezug auf u^*_{ag} dasselbe Verhalten wie [20] und [22]. Eine Erweiterung obiger Beziehungen für beliebige Höhe z ist möglich; die große Schwankungsweite, welcher u^*_{ag} unterworfen sein kann, tritt jedoch nicht mehr so klar zutage. Spürt man der Ursache für die unkomplizierte Erweiterung von [22] in [23] nach, so wird dies mittels der Gültigkeit von

$$\frac{\partial w}{\partial x}\cdot\frac{\partial v}{\partial z} = w\frac{\partial\zeta}{\partial z} \qquad [24]$$

geklärt: Die Konversion von Wirbelgröße (horizontaler Achse) in Wirbelgröße vertikaler Achse ist gleich der vertikalen Advektion von Vorticity (vertikaler Achse).

Der „Twisting-Term" liefert somit an den Nullstellen von G(x) seinen größten Beitrag (er verdoppelt dort die Wirkung der vertikalen Vorticityadvektion), er verschwindet am Rücken sowie im Trog der Welle.

am Wellenberg und im -tal $u^*_{ag} = 0$, in den Zonen starker Auf- und Abwinde (in Nähe der Wendepunkte) die Störkomponente sogar größer als $\bar{u}$ (somit durch die Linearisierungsmethode nicht mehr beschreibbar) wird.

Im nächsten Schritt soll $\frac{d}{dt} = (\bar{u} + u^*_{ag})\frac{\partial}{\partial x} + w\frac{\partial}{\partial z}$ gelten, der

c) Wirbeltransport in der Vertikalen berücksichtigt werden:

Ohne Beschränkung der Allgemeinheit betrachten wir $z = 0$ (Bodennähe), bilden

$$w\Big|_{z=0} = (\bar{u} + u^*_{ag})\,G', \frac{\partial\zeta}{\partial z}\Big|_{z=0} \text{ usf.}$$

4. Zusammenfassung

Beim Vergleich der abgeleiteten Ergebnisse mit Beobachtungen müssen wir im Auge behalten, wie wenig begründet die Existenz einer eindeutigen Lösung eines stationären Leewellenmodells ist, selbst wenn es gelingt, die adäquate mathematische Formulierung zu finden. So können alle auf der Linearisierungsmethode basierenden Modelle nur teilweise mit der Natur Übereinstimmung bringen (7).

Einige Aspekte wollen wir andeuten:

1) Der Perturbationsdruck p* ist proportional der Erhebung des Reliefs (bzw. der Amplitude der Leewelle) [15],
2) in den Zonen starker Vertikalbewegungen resultieren im horizontalen Windfeld Störungen, welche in der Longitudinalrichtung keine „Größen zweiter Ordnung" mehr sein müssen [23],
3) Inversionen verstärken die genannten Effekte [22],
4) selbst im Falle eines einfach geschichteten Mediums ($\gamma = \text{const} > 0$) treten Knotenlinien auf [16],
5) man erhält eine Aussage über den „Twisting-Term" $\left(= -\,w\dfrac{\partial\zeta}{\partial z}\right)$ [24]. Mittels 2) bietet sich für die Windverstärkung, die im Lee von Gebirgen oftmals zu beobachten ist, eine Erklärung an (8), (9). Laborexperimente(für $\gamma = \text{const} > 0$) scheinen in dieselbe Richtung zu weisen (10). Eine Klärung dieses Phänomens soll an anderer Stelle (bei vorgegebenen Diskontinuitäten im Temperaturprofil) versucht werden.

Literatur

(1) MUSAELYAN, Sh. A.: Barrier Waves in the Atmosphere. Leningrad 1962. (Übers. aus dem Russ., IPST, Jerusalem 1964).

(2) REITER, E. R.: Meteorologie der Strahlströme (Jet Streams). Wien 1961.

(3) SCORER, R. S.: Airflow over mountains: III-airstream characteristics. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 80 (1954) S. 417–428.

(4) CORBY, G. A.; WALLINGTON, C. E.: Airflow over mountains: The lee-wave amplitude. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 82 (1956) S. 266—274.

(5) ALAKA, M.: Aviation aspects of mountain waves. Genf 1955.

(6) BÉRENGER, M.; GERBIER, N.: Les mouvements ondulatoires à St. Auban-sur-Durance; Ière campagne d'études et de mesures. Monogr. Météor. Nat. 4 (1956).

(7) WOOLDRIDGE, G.; LESTER, P. F.: Detailed observations of mountain lee-waves and a comparison with theory. Colorado State Univ. Atm. Sci. Paper Nr. 138 (1969).

(8) STEINHAUSER, F.: Windverstärkung an Gebirgszügen. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone 2 (1950) S. 27—28.

(9) STEINHAUSER, F.: Über die Windverstärkung an Gebirgszügen. Arch. Meteor. Geophys., Ser. B. 2 (1951) S. 39—64.

(10) YABUKI, K.; SUZUKI, S.: A study on the airflow over mountains. Bull. Univ. Osaka Pref., Ser. B. 19 (1967) S. 51—193.

S. UHLIG:

DK 551.557.2 : 551.588.2

Vergleich von Höhenwindmessungen im Alpenvorland mit den Windwerten benachbarter Bergstationen und der Aerologischen Station München-Riem

Zusammenfassung

Die Windrichtung in der freien Atmosphäre über der alpennahen Station Altenstadt weicht häufig stark von der gleichzeitig über München gemessenen und von der Windrichtung benachbarter Bergstationen ab. Diese Tatsache ist bei der meteorologischen Beratung für das Alpenvorland ebenso zu beachten wie das häufige Auftreten von Windmaxima in geringer Höhe (low level jet) am Alpenrand.

Abstract

The wind direction in the free atmosphere above the station Altenstadt near the Alpes frequently deviates intensively from the wind direction, measured at the same time above Munich and at adjacent mountain-stations. This fact should be noticed upon meteorological consideration as to the foreland of the Alpes just as the frequent occurrence of low level jet in front of the Alpes.

1. Aufgabe

Windvorhersagen für das Alpenvorland bis zu 4000 m Höhe über NN stützen sich in der Regel

- auf die absoluten Topographien der 850 mb- und der 700-mb-Fläche,
- auf die Höhenwindmessungen der Aerologischen Station München-Riem und
- auf die Windmessungen der Bergstationen.

Fehlerhafte Höhenwindvorhersagen für das Alpenvorland können darauf zurückzuführen sein, daß die vorgenannten Unterlagen für die Windverhältnisse in der freien Atmosphäre dieses Beratungsraumes häufig nicht repräsentativ sind. Dies zu untersuchen, ist Aufgabe der vorliegenden Studie. Als Untersuchungsgebiet wurde der Raum Schongau (Abb. 1) ausgewählt, für den optische Höhenwindmessungen der Station Altenstadt zur Verfügung stehen. Die zum Vergleich herangezogene Aerologische Station München-Riem liegt 70 km, die Bergstation Hohenpeißenberg 15 km und die Bergstation Zugspitze 50 km von Altenstadt entfernt.

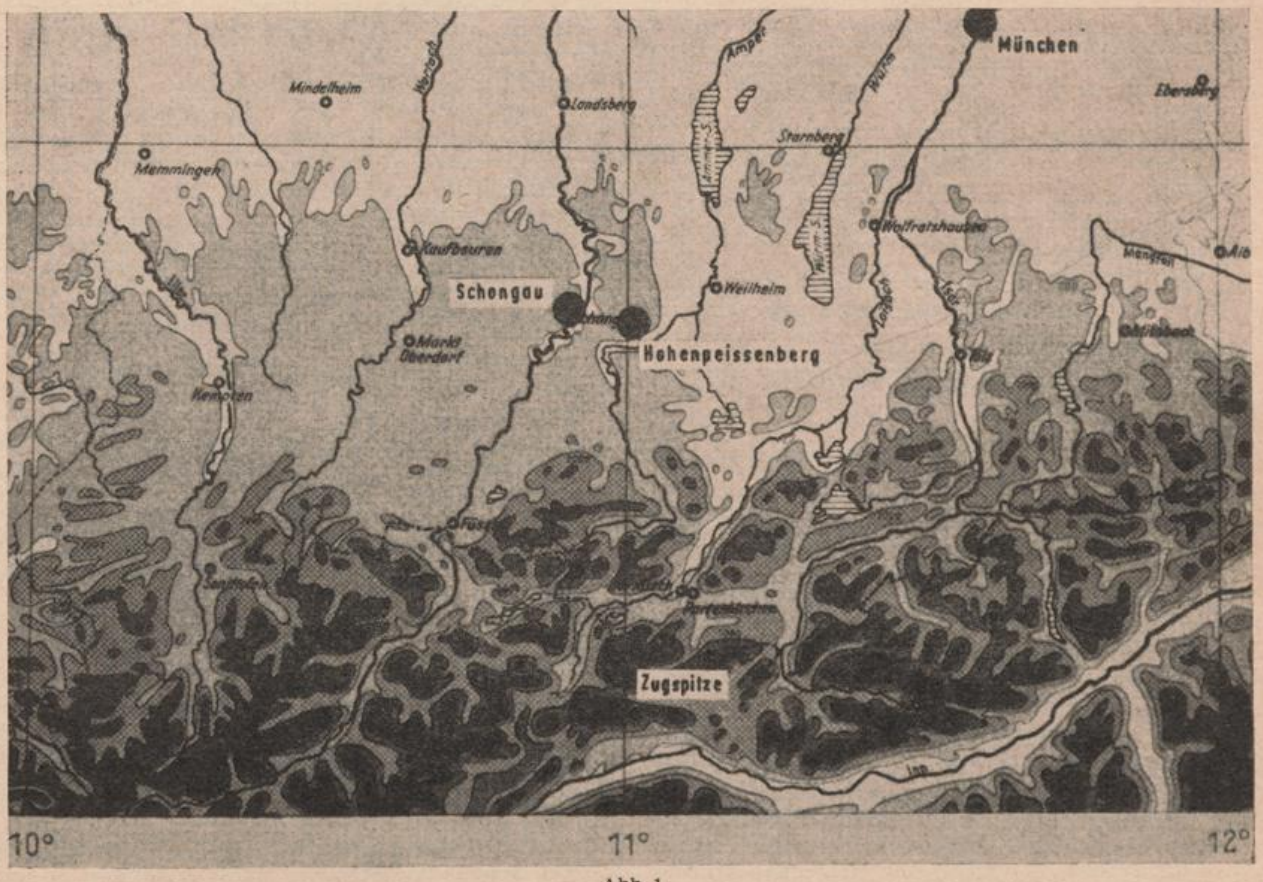


Abb. 1
Bayerisches Alpenvorland mit den Vergleichstationen München, Schongau, Hohenpeißenberg und Zugspitze

Mit viel Interesse haben Frau Dr. Ingrid WEISS und Herr H. STÜBE die Beobachtungsdaten aufbereitet und die Interpretation der Auswerteergebnisse mit wertvollen Hinweisen unterstützt; hierfür sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

2. Beobachtungsmaterial

Seit Juni 1961 werden in Altenstadt (738 m NN) Höhenwindmessungen durchgeführt, und zwar jeweils von Montag bis Freitag um 0600 und um 1200 Uhr GMT. Die Meßergebnisse werden über das Wetterfernschreibnetz unter der Kennziffer 10954 verbreitet.

Die Mängel der hier angewandten optischen Pilotballon-Sondierungen (Einfachanschnitt), z. B. die Unsicherheit hinsichtlich der Steiggeschwindigkeit, sind bekannt. Vor allem stellt das mit dieser Methode ge-

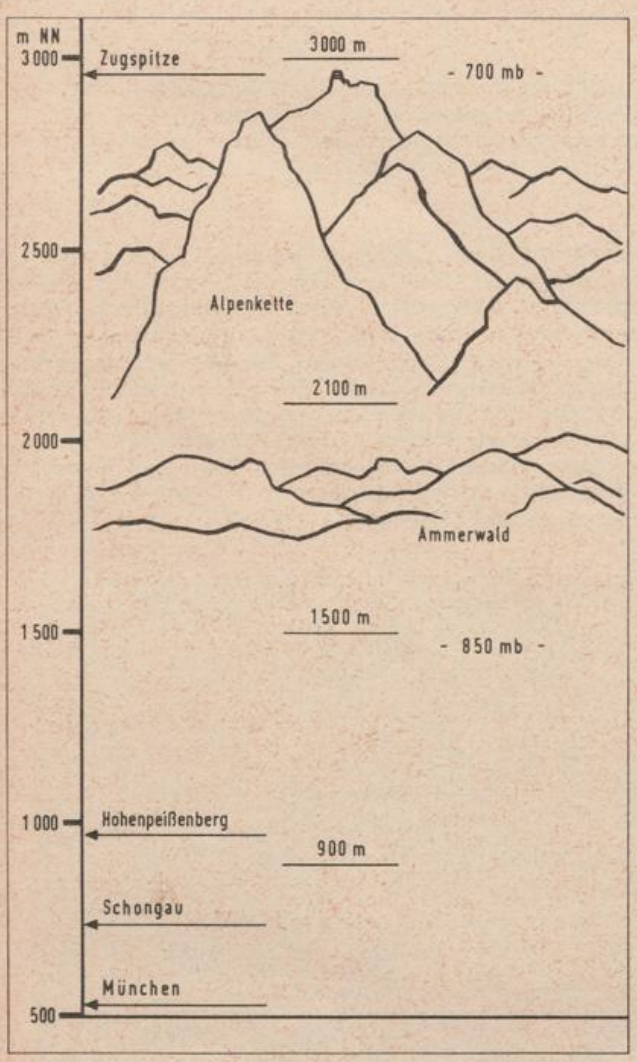


Abb. 2
Schematische Darstellung der Bezugshöhen für die Windauswertung im Verhältnis zu den südlich vorgelagerten Bergzügen.

wonnene Aufstiegsmaterial wegen der Behinderung der Beobachtung durch Wolken eine Schönwetterauswahl dar; es erlaubt keinen allgemein gültigen, sondern nur einen speziellen Vergleich mit den Höhenwindmessungen Aerologischer Stationen.

Von den Höhenwindmessungen der Aerologischen Station München-Riem (Kennziffer 10866; Höhe 529 m NN) wurden nur die zeitlich korrespondierender Aufstiegstermine zum Vergleich herangezogen. Dabei mußten Differenzen in den Startterminen bis zu einer Stunde in Kauf genommen werden. Die Vergleiche bezogen sich auf folgende Bezugshöhen:

- 900 m NN (das entspricht 160 m über Grund in Altenstadt und 380 m über Grund in München-Riem sowie - annähernd - der Höhe der Wetterwarte Hohenpeißenberg)
- 1500 m NN (das entspricht der mittleren Lage der 850-mb-Fläche)
- 2100 m NN
- 3000 m NN (das entspricht der mittleren Lage der 700-mb-Fläche und der Höhe der Wetterwarte Zugspitze)
- 4200 m NN

Abb. 2 zeigt schematisch die Lage der Bezugshöhen im Verhältnis zu den Höhenzügen des 30 km südlich vorgelagerten Ammerwaldes und der 45 km südlich vorgelagerten Alpenkette des Werdenfelser Landes. Danach liegt die 700-mb-Fläche in der Gipfelregion der Alpen, und die 850-mb-Fläche liegt völlig „im Schatten" der Berge. Ein starker Einfluß des Gebirges auf die Windverhältnisse der Bezugshöhen bis zu 3000 m NN ist anzunehmen; er wird von den generalisierten Topographien der beiden Druckflächen, bei deren Ausarbeitung die Berge praktisch als nicht-existent angesehen werden, nicht widergespiegelt. Die Bezugshöhe 4200 m NN wird als „freie Atmosphäre oberhalb des Gebirgskammes" betrachtet.

Die Wetterwarten Zugspitze (Kennziffer 10961; Höhe 2960 m NN) und Hohenpeißenberg (Kennziffer 10962; Höhe 977 m NN) stellen stündlich Windmessungen an, die sofort über das Wetterfernschreibnetz verbreitet werden.

3. Vergleich Altenstadt — Bergstationen

Während die absoluten Topographien zum Zeitpunkt ihrer Verwendung im Beratungsdienst einen atmosphärischen Zustand aufzeigen, der oft schon 6, 8 oder mehr Stunden zurückliegt und der sich inzwischen wesentlich verändert haben kann, sind die Windangaben der Bergwetterwarten aktuell und daher anscheinend besonders geeignet für die Beratung hinsichtlich der Windverhältnisse im Alpenvorland. Es ist jedoch zu fragen, ob die Meßergebnisse der Bergstationen auch repräsentativ für die freie Atmosphäre in der gleichen Höhenlage sind. In einer Studie von HOLZAPFEL (1) wurde das verneint. Auf Grund eines Vergleiches der Höhenwindmessungen über München-Riem mit den Windbeobachtungen der Bergstationen Zugspitze und Hohenpeißenberg stellte HOLZAPFEL fest, daß „die Bergwindrosen deutlich vom Gelände beeinflußt werden".

Das wird auch hier mit den Tabellen 1 und 2 bewiesen, in denen die Windrichtung der freien Atmosphäre in 900 m NN und in 3000 m NN über Altenstadt mit der zur gleichen Zeit an den beiden jeweils zu einem der beiden Bezugsniveaus gehörenden Bergstationen gemessenen Windrichtung gekoppelt wurde.

Dreht der Wind auf der Zugspitze auf 330 — 360°, so kann er gleichzeitig in der freien Atmosphäre des Alpenvorlandes aus 240 — 360 — 090° wehen. Die Strömung wird dann von der Steilrinne des Schneekars wie von einer Düse von Norden her auf das Zugspitz-Observatorium zugeleitet. Bei einer Windrichtung von 120 — 150° auf der Zugspitze kann der Wind der freien Atmosphäre zwischen 030 — 180 — 270° liegen. Die Kanalisierung in eine südöstliche Richtung wird in diesem Falle von der Mulde gegen das Zugspitzplatt hin bewirkt, die ihre tiefste Einsenkung gegen Südosten hat.

Auf dem Hohenpeißenberg tritt der Geländeeinfluß zurück. Jedoch ist auch hier eine Umlenkung der aus dem Sektor 180 — 240 — 300° kommenden Winde auf

Südwest (210 – 240°) deutlich zu erkennen, die von HOLZAPFEL einem südwestlich des Observatoriums steil abfallenden kleinen Tal zugeschrieben wurde.

Wie groß die geländebedingten Abweichungen der Windrichtung auf den Bergen von der in der freien Atmosphäre sein können, zeigen die Abbildungen 3 und 4, in denen für die Jahre 1963–1969 die Abweichungen der Windrichtung auf der Zugspitze und auf dem Hohenpeißenberg von der in gleicher Höhe um 0600 Z über Altenstadt gemessenen Windrichtung dargestellt wurden, getrennt nach Windgeschwindigkeiten unter 10 Knoten und von 10 Knoten und mehr (in Altenstadt). Auf der Abszisse ist die Abweichung in Grad aufgetragen; Pluswerte bedeuten, daß der Wind auf den Bergen gegenüber dem in Altenstadt nach rechts (im Zeigersinn) abgelenkt war. Beispiel: Zugspitze 300°, Altenstadt in 3000 m NN 260° = +40° Ablenkung. Auf der Ordinate ist die Prozentzahl der Häufigkeit des Auftretens der einzelnen Abweichungen aufgetragen; bezogen auf die nachstehenden, gleich 100 % gesetzten Gesamtzahlen der Beobachtungen in den beiden Bezugsniveaus und in den beiden Windgeschwindigkeitsbereichen.

Tab. 1

Anteil verschiedener Windrichtungen auf der Zugspitze an den einzelnen Windrichtungen in der freien Atmosphäre über Altenstadt (3.0 km NN)

(≥ 10 Knoten in Altenstadt)

		Freie Atmosphäre über Altenstadt											
		360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	330
Zahl der Fälle:		17	14	16	17	4	7	5	27	81	164	62	17
Zugspitze	360	**11**	11	9	1	—	—	—	—	2	3	14	9
	030	2	—	3	1	—	—	—	—	—	—	—	—
	060	—	—	**1**	1	1	—	—	—	—	—	—	—
	090	—	—	—	**3**	—	—	—	—	—	—	—	—
	120	—	—	3	6	**1**	2	1	2	1	—	—	—
	150	—	1	—	3	2	**3**	2	9	12	2	—	—
	180	—	—	—	—	—	1	**1**	6	31	6	—	—
	210	—	—	—	1	—	—	—	**5**	16	5	1	—
	240	—	—	—	—	—	1	1	4	**13**	46	2	—
	270	—	—	—	—	—	—	—	1	4	**67**	12	—
	300	—	—	—	—	—	—	—	—	1	20	**17**	4
	330	4	2	—	1	—	—	—	—	1	15	16	**4**

(1963—1969, 0600 GMT)

Tab. 2

Anteil verschiedener Windrichtungen auf dem Hohenpeißenberg an den einzelnen Windrichtungen in der freien Atmosphäre über Altenstadt (0,9 km NN)

(≥ 10 Knoten in Altenstadt)

		Freie Atmosphäre über Altenstadt											
		360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	330
Zahl der Fälle:		—	1	3	17	4	1	3	13	177	128	11	1
Hohen-peißen-berg	360	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
	030	—	**1**	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
	060	—	—	**3**	11	—	—	—	—	—	—	—	—
	090	—	—	—	**4**	1	—	—	—	—	—	—	—
	120	—	—	—	—	**1**	—	—	—	—	—	—	—
	150	—	—	—	2	1	**1**	—	—	2	3	—	—
	180	—	—	—	—	—	—	—	2	2	1	—	—
	210	—	—	—	—	—	—	1	**6**	37	3	1	—
	240	—	—	—	—	—	—	2	4	**117**	73	1	—
	270	—	—	—	—	—	—	—	1	16	**35**	2	—
	300	—	—	—	—	—	—	—	—	3	11	**6**	—
	330	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—

(1963—1969, 0600 GMT)

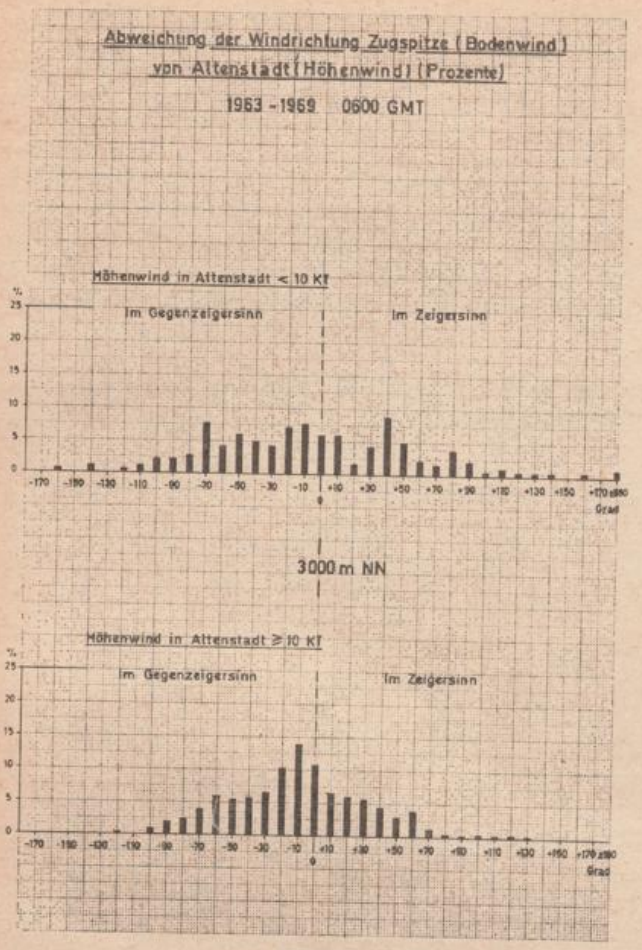


Abb. 3
Abweichung der Windrichtung (%) auf der Zugspitze von der in der freien Atmosphäre über Altenstadt (3000 m NN); (1963—1969, 0600 GMT).

Tab. 3
Anzahl der Windbeobachtungen in Altenstadt/Bergstationen

Bezugsniveau (m)	Wind unter 10 Knoten	10 Knoten und mehr	(Summe)
900	765	359	(1124)
3000	183	431	(614)

Diese Zahlen zeigen die — bei optischen Höhenwindbestimmungen übliche — Abnahme der Vergleichsfälle mit der Höhe und die bekannten höhenbedingten Änderungen der Windgeschwindigkeit.

Aus den Bildern 3 und 4 geht hervor, daß die an den Bergstationen gemessenen Windrichtungen von den in gleicher Höhe in der freien Atmosphäre über Altenstadt gemessenen Werten stark abweichen. Die in Tab. 4 zusammengestellten Prozentwerte von Beobachtungsterminen, zu denen die Windrichtung in Altenstadt um mehr als ± 20°, mehr als ± 40° und mehr als ± 80° von der auf den Bergen gemessenen Windrichtung abwich, lassen das Ausmaß der möglichen Differenzen gut erkennen.

Bei Winden unter 10 Knoten weichen zum Beispiel mehr als ein Viertel aller auf dem Hohenpeißenberg gemessenen Windrichtungen um mehr als 40° von den in der freien Atmosphäre gemessenen Werten ab, und auch bei stärkeren Winden weichen die Windrichtungen beider Meßstellen in 20% aller Fälle um mehr als 20° voneinander ab! Im Zugspitzniveau sind die Differenzen

Tab. 4
Häufigkeit des Auftretens (%) verschieden starker Abweichungen der Windrichtung in Altenstadt von der an den Bergstationen Zugspitze (3000 m) und Hohenpeißenberg (900 m); getrennt nach zwei Windgeschwindigkeitsbereichen

Bezugsniveau (m)	Wind unter 10 Knoten			10 Knoten und mehr		
	> 20°	> 40°	> 80°	> 20°	> 40°	> 80°
900	44.5	25.8	10.5	20.3	5.3	1.2
3000	70.6	48.3	15.2	52.7	30.6	4.6

der Vergleichswerte noch viel größer! Beweis genug also, daß man die Windrichtungsangaben der Bergstationen nicht auf die freie Atmosphäre übertragen darf, es sei denn, man könnte „systematische Fehler" für bestimmte großräumige Luftströmungen erkennen und die Meßwerte der Bergstationen entsprechend korrigieren. Die Tabellen 1 und 2 zeigen jedoch solche systematische Fehler nicht, zumindest nicht so deutlich, daß sie prognostisch verwertbar wären.

4. Vergleich Altenstadt — München

Die Abbildungen 5 und 6 zeigen für die Jahre 1963 bis 1969 die Abweichungen der Windrichtung in München-Riem von der in Altenstadt zum 0600-GMT-Termin, und zwar getrennt für Windgeschwindigkeiten unter 10 Knoten und für 10 Knoten und mehr, gemessen in Altenstadt. Auf der Abszisse ist die Abweichung in Grad aufgetragen, und zwar getrennt nach Abweichung im

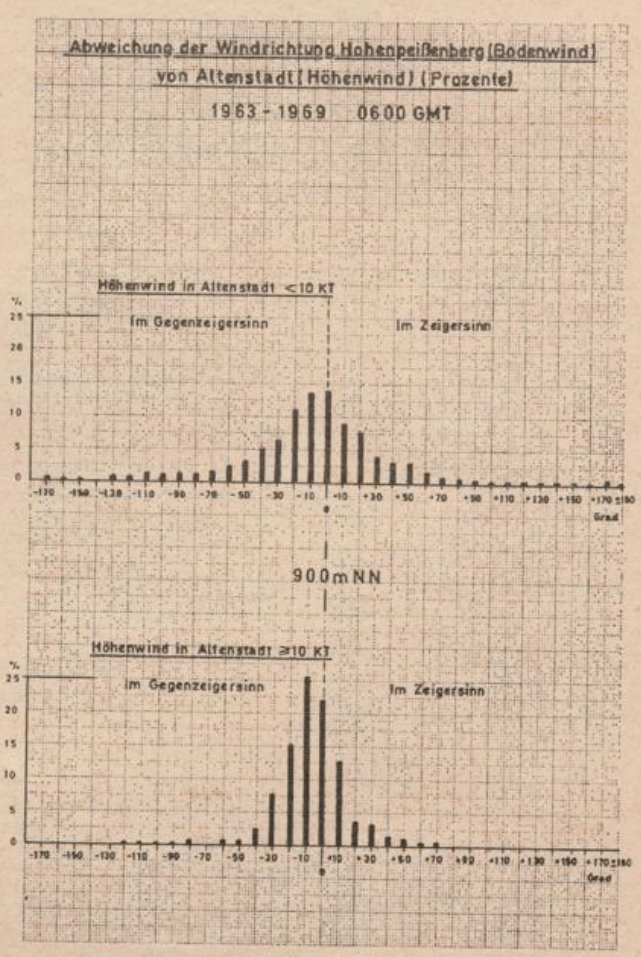


Abb. 4
Abweichung der Windrichtung (%) auf dem Hohenpeißenberg von der in der freien Atmosphäre über Altenstadt (900 m NN); (1963—1969, 0600 GMT).

Zeiger- bzw. im Gegenzeigersinn. Pluswerte bedeuten, daß der Wind in München-Riem gegenüber dem in Altenstadt nach rechts abgelenkt war; Beispiel: München 300°, Altenstadt 260° = + 40° Ablenkung. Auf der Ordinate ist die Prozentzahl der Häufigkeit des Auftretens der einzelnen Abweichungen aufgetragen; bezogen auf die nachstehenden, gleich 100% gesetzten Gesamtzahlen der Beobachtungen in den vier Höhen und in den beiden Windgeschwindigkeitsbereichen:

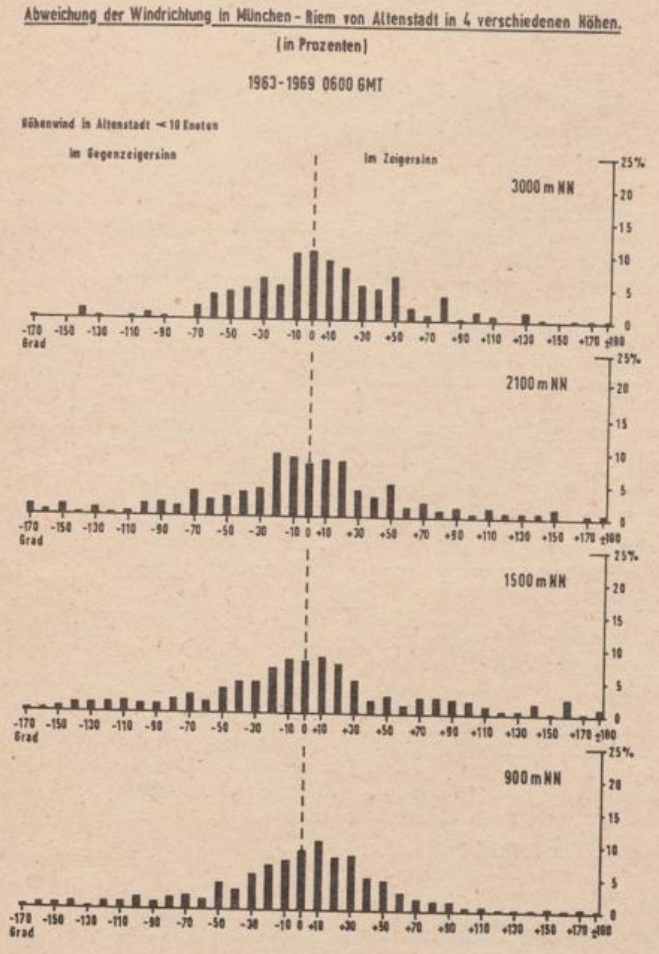


Abb. 5
Abweichung der Windrichtung (%) über München-Riem von der über Altenstadt in vier verschiedenen Höhen bei Windgeschwindigkeiten unter 10 Knoten; (1963—1969, 0600 GMT).

Tab. 5
Anzahl der Windbeobachtungen in Altenstadt/München

Höhe (m)	unter 10 Knoten	10 Knoten und mehr	(Summe)
900	753	333	(1086)
1500	439	572	(1011)
2100	338	512	(850)
3000	188	419	(607)

Diese Zahlen zeigen, daß bei der optischen Höhenwindbestimmung in Altenstadt nur knapp 60% aller Aufstiege bis zur Kammhöhe der Alpen zu verfolgen sind. Trotz dieser Abnahme der Vergleichsfälle mit der Höhe machen die Bilder 5 und 6 deutlich, daß starke Abweichungen des Windes im Alpenvorland von den in München gemessenen Werten bis zur Kammhöhe auftreten und bei der Vorhersage zu beachten sind. In 4200 m NN liegen die Abweichungen, wie frühere Untersuchungen zeigten, zumeist innerhalb eines 40°-Winkels (± 20°), den man als normalen Ausbreitungswinkel bei „natürlicher Windunruhe" ansieht.

Die in Tab. 6 zusammengestellten Prozentwerte von Beobachtungsterminen, zu denen die Windrichtung in Altenstadt um mehr als ± 20°, mehr als ± 40° und mehr als ± 80° von der in München gemessenen abwich, machen das Ausmaß der möglichen Abweichungen deutlich. In allen Höhen weichen bei Windgeschwindigkeiten bis zu 9 Knoten mehr als die Hälfte aller Windrichtungswerte im Alpenvorland um mehr als ± 20°, 35 — 45% um mehr als ± 40° und 15 — 20% sogar um mehr als ± 80° von der Münchener Windrichtung ab.

Tab. 6
Häufigkeit des Auftretens (%) verschieden starker Abweichungen der Windrichtung in Altenstadt von der in München; getrennt nach zwei Windgeschwindigkeitsbebereichen

Wind unter 10 Knoten				10 Knoten und mehr		
Höhe (m)	> 20°	> 40°	> 80°	> 20°	> 40°	> 80°
900	57,7	35,5	14,9	26,4	7,8	1,8
1500	60,5	43,7	23,6	16,4	8,3	2,5
2100	55,7	40,2	19,2	18,8	6,8	1,4
3000	56,9	35,6	11,5	19,4	7,2	1,2

Abb. 6 und Tab. 6 zeigen, daß bei stärkeren Winden (10 Knoten und mehr) die Windrichtungen an den beiden Vergleichsstationen nicht mehr so stark voneinander abweichen, jedoch sind auch die hier beobachteten 15—25% Häufigkeit eines Auftretens von Windabweichungen über ± 20° für den Beratungsdienst nicht zu ver-

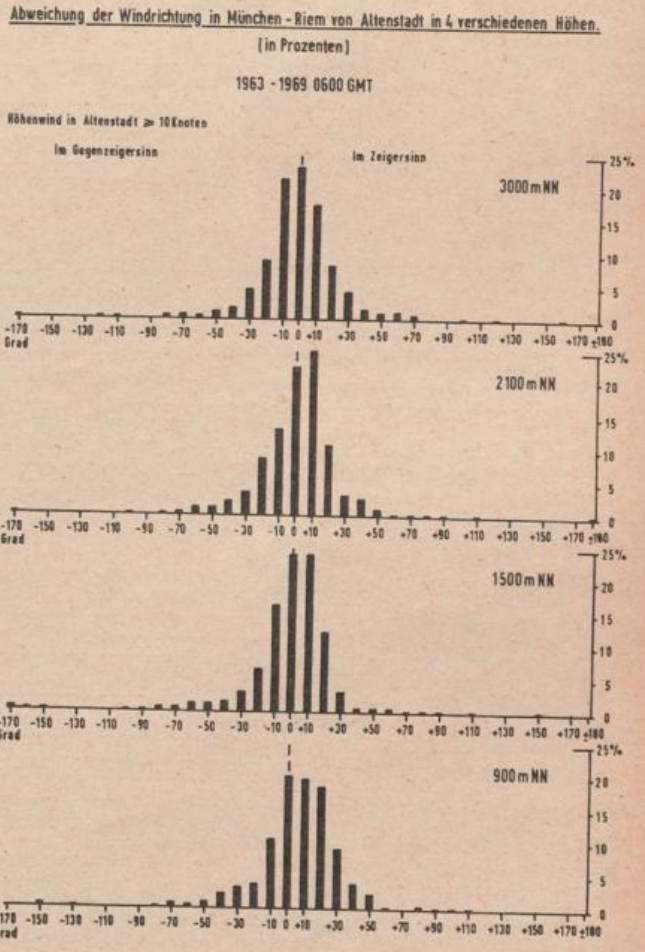


Abb. 6
Abweichung der Windrichtung (%) über München-Riem von der über Altenstadt in vier verschiedenen Höhen bei Windgeschwindigkeiten von 10 und mehr Knoten; (1963—1969, 0600 GMT).

nachlässigen. In den Abb. 5 und 6 ist eine gewisse Systematik der Abweichungen zu erkennen, die vielleicht prognostisch auswertbar ist. Es zeigt sich nämlich eine von oben nach unten zunehmende Rechtsablenkung des Münchener Windes gegenüber den Altenstadter Werten. Insbesondere fallen Westwinde in München häufig mit südwestlichen Winden im Alpenvorland zusammen, was auf einen Leiteffekt der Alpen hinweist.

In den Tabellen 7 und 8 ist die Windrichtung der freien Atmosphäre in 3000 m und in 900 m Höhe über Altenstadt mit der zur gleichen Zeit in den gleichen Höhen über München gemessenen Windrichtung gekoppelt. Weht der Wind über München in der Bezugshöhe 900 m NN aus West (270°), so weht er häufig gleichzeitig im Alpenvorland in dieser Höhe aus Südwest (240°). Damit wird der schon zitierte Leiteffekt der Alpen bestätigt. Im Bezugsniveau 3000 m NN verschwindet diese markante Abweichung zwischen den Windrichtungswerten der beiden Aufstiegsstellen.

Tab. 7

Anteil verschiedener Windrichtungen in der freien Atmosphäre über München an den einzelnen Windrichtungen in der freien Atmosphäre über Altenstadt (3,0 km NN)

(≥ 10 Knoten in Altenstadt)

		Freie Atmosphäre über Altenstadt											
		360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	330
Zahl der Fälle:		18	13	14	15	5	7	6	27	77	157	63	17
München 3.0 km	360	**7**	6	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2
	030	4	**2**	3	—	—	—	—	—	—	1	—	—
	060	2	2	**6**	6	—	—	—	—	—	—	1	—
	090	—	—	5	**7**	—	—	—	—	—	—	—	—
	120	—	—	—	1	**5**	1	—	—	—	—	—	—
	150	—	—	—	—	—	**4**	—	3	—	—	—	—
	180	—	—	—	—	—	—	**3**	3	1	2	—	—
	210	—	1	—	—	—	2	1	**12**	7	3	—	1
	240	—	—	—	1	—	—	2	8	**44**	24	2	—
	270	—	1	—	—	—	—	—	1	22	**108**	19	1
	300	2	—	—	—	—	—	—	—	3	17	**35**	6
	330	3	1	—	—	—	—	—	—	—	2	4	**7**

(1963—1969, 0600 GMT)

Tab. 8

Anteil verschiedener Windrichtungen in der freien Atmosphäre über München an den einzelnen Windrichtungen in der freien Atmosphäre über Altenstadt (0,9 km NN)

(≥ 10 Knoten in Altenstadt)

		Freie Atmosphäre über Altenstadt											
		360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	330
Zahl der Fälle:		—	—	3	15	4	1	3	11	165	119	11	1
München 0,9 km NN	360	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
	030	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—
	060	—	—	**1**	—	1	—	—	—	—	—	—	—
	090	—	—	—	**11**	—	—	—	—	—	—	—	—
	120	—	—	2	3	—	—	—	—	—	3	—	—
	150	—	—	—	—	2	—	—	1	—	—	—	—
	180	—	—	—	—	1	—	—	1	—	1	—	—
	210	—	—	—	—	—	1	—	**4**	13	5	—	—
	240	—	—	—	—	—	—	3	3	**59**	17	1	—
	270	—	—	—	—	—	—	—	2	83	**74**	6	—
	300	—	—	—	—	—	—	—	—	8	17	**4**	1
	330	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—

(1963—1969, 0600 GMT)

5. Low Level Jet

Neben der Untersuchung von Besonderheiten in der Windrichtung des Alpenvorlandes erlauben die optischen Höhenwindbestimmungen von Altenstadt den Nachweis von Windmaxima in geringer Höhe, die den Kriterien BLACKADARS (2) für den Low Level Jet genügen:

„Der Low Level Jet (LLJ) ist ein signifikantes Windmaximum innerhalb der untersten, vom Erdboden bis zu 1500 m Höhe über Grund reichenden Schicht der Atmosphäre, oberhalb dessen die Windgeschwindigkeit bis zum nächsten Minimum oder bis zu 3000 m Höhe über Grund — je nachdem, welches Niveau tiefer liegt — um mindestens 5 Knoten (oder 3 m/sec) abnimmt."

Diese Kriterien wurden hier noch dahingehend erweitert, daß auch unterhalb des Windmaximums bis zu 10 m Höhe über Grund („Bodenwind") die Windgeschwindigkeit um mindestens 5 Knoten abnehmen muß.

Abb. 7 zeigt zwei Fälle von LLJ, die in Höhe des Windmaximums südliche beziehungsweise nordöstliche Richtung haben. Diese Windrichtungen treten jedoch selten auf, während — wie Tab. 9 erkennen läßt — der LLJ üblicherweise in West-Ost-Richtung orientiert ist, also etwa parallel zum Alpenrand verläuft. Das stimmt gut überein mit der Feststellung BONNERs (3), daß es sich beim LLJ um eine bevorzugt an Gebirgszüge gebundene Erscheinung handele. BONNER stellte bei einer klimatologischen Bearbeitung des LLJ-Auftretens fest, daß sich eine Zone maximalen Vorkommens des LLJ parallel zu den Rocky Mountains erstreckt. Tab. 9 zeigt auch, daß die maximale Windgeschwindigkeit des

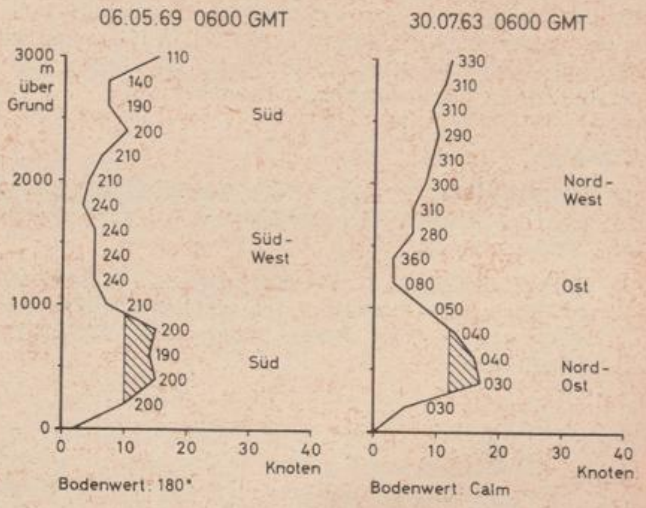


Abb. 7
Zwei Beispiele für das Auftreten des Low Level Jet über Altenstadt.

LLJ etwa zwischen 10 und 40 Knoten liegt, und daß die West-Ost-Orientierung um so deutlicher hervortritt, je stärker der Wind wird.

Tab. 9
Anzahl der Fälle von LLJ über Altenstadt bei verschiedenen Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten im Niveau des Windmaximums (Zeitraum Sept. 1961—1969)

	360	030	060	090	120	150	180	210	240	270	300	330°	Summen
5 — 7 KT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8 — 15 KT	—	1	1	30	20	3	—	3	7	47	14	2	128
16 — 23 KT	—	1	1	32	9	—	1	3	11	66	8	2	134
24 — 31 KT	—	—	1	4	—	—	—	—	4	14	1	—	24
32 — 39 KT	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	3
Summen	—	2	3	66	29	3	1	6	22	**130**	23	4	289

BONNER (3) gibt als bevorzugte Höhe für das Auftreten des LLJ 800 m über Grund an. Im Alpenvorland liegt jedoch das Maximum der Windgeschwindigkeit im LLJ tiefer, wie Tab. 10 zeigt.

Tab. 10
Verteilung des LLJ-Windgeschwindigkeitsmaximums über Altenstadt auf 200-m-Schichten über Grund (Zeitraum Sept. 1961—1969)

Höhe (m)	0—200	200—400	400—600	600—800	800—1000	1000—1200	Summe
Anzahl der Fälle	5	146	94	26	14	4	289

Die im Berichtszeitraum ausgezählten 289 Fälle von LLJ wurden überwiegend zum Morgentermin und in Verbindung mit Inversionen über dem Alpenvorland beobachtet. Jedoch gibt es auch eine Reihe von Fällen, bei denen die Begleitumstände andere waren, so daß für das Zustandekommen des LLJ mehrere der von BONNER (3) zusammengestellten Erklärungen verschiedener Autoren zutreffend sein können. Dem hier erfolgten Nachweis des LLJ sollte nun eine Untersuchung seines Zustandekommens folgen, wobei neben den synoptischen Bedingungen das Temperaturfeld am Gebirgsrand eine Rolle spielen dürfte, das zur Auslösung von Berg- und Talwinden führt. Die Erstreckung des LLJ sowie seine horizontale und vertikale Struktur könnten jedoch nur untersucht werden, wenn es gelänge, für eine begrenzte Zeit ein spezielles Höhenwindmeßnetz im Alpenvorland aufzubauen. Zu begrüßen wäre eine solche Untersuchung, da der LLJ ein für die

Wetterberatung wesentliches Phänomen darstellt. Neben der raschen Luftversetzung in der Höhe des Windmaximums, die für die Ausbreitung von Aerosolen bedeutsam ist, verdient die mit dem LLJ verbundene vertikale Windscherung Beachtung, die zu einer Gefahr für Luftfahrzeuge aller Art werden kann. Auch die Tatsache, daß in den USA eine mit dem LLJ in Verbindung stehende erhöhte Gewittertätigkeit (3) beobachtet wurde, ist für den Prognostiker interessant.

Literatur

(1) HOLZAPFEL, R.: Zur Frage der Windablenkung über den Alpen – Ber. Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 16 (1950) S. 12–16.

(2) BLACKADAR, A. K.: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions – Bull. Amer. Meteor. Soc. 38 (1957) S. 283–290.

(3) BONNER, W. D.: Climatology of the Low Level Jet – Monthly Weather Rev. 96 (1968) S. 833–850.

Diskussionsbemerkungen

D. POJE: 1. Nach meiner Meinung könnten die Unterschiede zwischen Windmessungen in der freien Atmosphäre und auf Bergen teils auch kurzzeitigen Änderungen des Windfeldes zugeschrieben werden. 2. Ob die Windwerte an beiden Punkten wirklich gleichzeitig genommen sind? (Aufstiegstermin — Messungen auf Bergen).

S. UHLIG: Hier werden die Windwerte miteinander verglichen, die dem Prognostiker zur Verfügung stehen und die er als für eine bestimmte Zeit repräsentativ ansehen **muß**. Es wird bei der Verwendung dieser Werte nicht berücksichtigt, ob sie 10 min-Mittel (Bergstationen) oder 100 m — bis 200 m — Mittel (Pilotierungen) darstellen. Es müßte Gegenstand einer besonderen Untersuchung sein, wie groß der durch die unterschiedliche Bestimmung entstehende Fehler sein kann; in aller Regel wird er aber nicht von der Größenordnung der hier aufgezeigten — orographisch bedingten — Abweichungen sein. Das geht aus vergleichenden Pilotierungen mit unterschiedlicher Steiggeschwindigkeit der Ballone ebenso hervor wie aus Vergleichen von Windwerten, die an einer festen Station über 1, 2, 3 . . . 10 Minuten Zeitdauer gemittelt wurden.

Z. PETKOVŠEK

DK 551.509.325

Auflösung der Strahlungsnebel in alpinen Talbecken

Zusammenfassung

Dargestellt wird ein einfaches Modell für die numerische Prognose der Auflösungszeit der Strahlungsnebel in nicht zu kleinen Talbecken mit geneigtem Boden, wo die Dicke der Nebel verschieden ist. Ziemlich genau kann die Energiemenge, die bei heiterem Himmel die Oberfläche der Nebelschicht erreicht, berechnet werden, jedoch sind die Reduktionsfaktoren wegen der Vereinfachung des Modells nur annähernd bestimmt. Einige Resultate der berechneten Beispiele für das Ljubljana-Becken, die am Schluß gezeigt werden, stehen in verhältnismäßig gutem Einklang mit den Beobachtungen.

Abstract

Presented is a simple model for the numerical forecasting of the time of clearance of radiation fog in not too small valleys with slope bottoms where the thickness of the fog is different. Rather accurately is considered the amount of energy that falls on the upper surface of the fog by the clear sky, reducing factors howeverare due to simplicity of the model considered approximately. Some results of the computed examples for Ljubljana bassin given at the end, show a rather good agreement with the observations.

1. Einleitung

Es ist aus den Beobachtungen bekannt, daß der Nebel sich im geschlossenen Talbecken im allgemeinen früher am Rande auflöst und sich am längsten über dem Boden des Beckens hält, wo die Dicke des Nebels am größten ist (Abb. 1). Die Nebelschicht in einem Bergkessel, die von der oberen Luft durch eine starke Temperaturinversion getrennt ist, bildet hinsichtlich der Luft und Feuchtigkeit ein geschlossenes System dar, in welchem ein verhältnismäßig kleiner horizontaler Austausch besteht.

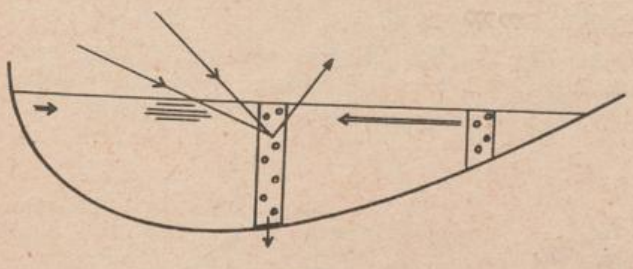


Abb. 1
Schematische Darstellung der Nebelschicht in einem Talbecken

Deshalb nehmen wir an, daß ein Radiationsnebel in Talbecken sich auflöst, wenn jeder Luftsäule eine genügende Wärmemenge zugeführt wird. Diese Wärme ist für die Verdunstung der Nebeltröpfchen und das am Boden kondensierte Wasser, wie auch für die Erwärmung dieser Wassermenge und der Luft notwendig. In jeder Luftsäule der Höhe h muß die Temperatur der feuchten Luft bis zu einem bestimmten Punkt T_p erhöht sein, wenn der Nebel verschwinden soll.

KENNINGTON (1) hat eine Möglichkeit für die Prognose der Nebelauflösung auf Grund dieser Annahme aufgezeigt unter der Voraussetzung, daß der Dampfdruck der Luftsäule bei der Nebelauflösung bekannt ist. Er hat einen Faktor für die Korrektion der notwendigen Wärmemenge angegeben. Auf dieser Basis hat BATHRAM (2) ein System von Diagrammen zur Bestimmung der Nebelauflösungszeit ausgearbeitet, wenn Daten der Vertikalmessungen durch die Nebelschicht zur Verfügung stehen. Es gibt auch mehrere andere Diagramme (3), die für die Prognose der Nebel- oder Stratuswolkenauflösung bei besonderen Bedingungen brauchbar sind.

In diesem Artikel wird ein einfaches Modell für die numerische Berechnung des Problems angegeben. Der Vorzug des numerischen Modells liegt unter anderem darin, daß man sehr schnell eine Vorhersage der Nebelauflösung für verschiedene Orte des Talbeckens erhält, bzw. man erkennt auch den ganzen Vorgang der Nebelauflösung hinsichtlich der Bodenkonfiguration und bei verbessertem Modell hinsichtlich anderer Besonderheiten. Aus den Beispielen am Schluß läßt sich ersehen, daß die Resultate der Rechnungen nach dem Modell im Einklang mit den Beobachtungen stehen.

2. Grundlagen des Modells

Die Gleichung für zeitliche Änderungen der mittleren Temperatur der Luftsäule folgt aus dem ersten Satz der Thermodynamik und hat für ein solches System des Talbeckennebels die Form (4):

$$dT = \frac{1}{h \cdot F(T)} \cdot \frac{dQ}{dt} \qquad [1]$$

wo

$$F(T) = \varrho\, c_p + (A - 1)\, Le_w / R_v T^2. \qquad [2]$$

In diesen Gleichungen bedeuten: dQ/dt die Wärmezufuhr, h die Nebeldicke, ϱ die Luftdichte; c_p, L, R_v und A sind die allgemein bekannten thermodynamischen Grö-

ßen, die als Konstante angenommen werden, und e_w der mittlere Sättigungsdruck der Luftsäule. Die Bestimmung der Funktionen in diesen Gleichungen ist Bestandteil dieses Modells und wird im nächsten Abschnitt behandelt. Hier betrachten wir den Rahmen des Modells.

Weil die Größen auf der rechten Seite der Gleichungen zugleich Funktionen von Temperatur und Zeit darstellen, ist eine analytische Verarbeitung nicht möglich. Auf einfachere Weise bekommen wir die Lösung des Problems nach dem Eulerischen System. Stufenweise bestimmen wir die mittlere Temperatur der Nebelschicht nach der prognostischen Gleichung:

$$T_n = T_{n-1} + \left(\frac{dT}{dt}\right)_{n-1} \cdot \delta t \qquad [3]$$

Den Wert dT/dt für jede Stufe bestimmt man nach Gl. 1 bzw. nach der Gl. [14]. Beide Gleichungen [3] und [14] verwendet man wechselweise solange, daß Bedingung $T = T_p$ erreicht wird, wo T_p die mittlere Temperatur der Luftsäule bei der Nebelauflösung bedeutet.

Die Auflösungszeit der Nebel ist dann durch die Summe der Zeitstufen gegeben, die für die Erreichung der genannten Bedingungen notwendig ist, nämlich:

$$t_p = t_o + n\,\delta t \qquad [4]$$

wo t_o die Zeit des Erwärmungsbeginns ist, d. h. die Zeit des Sonnenaufgangs über dem Horizont der Nebelschicht.

Die Vorhersage der mittleren Temperatur der Luftsäule ist verhältnismäßig leicht zu bekommen, wenn man eine Morgenmessung durch die Nebelschicht hat. Das ist jedoch bei alpinen Talbecken sehr selten der Fall. Deshalb behelfen wir uns folgendermaßen. Man kann nämlich annehmen, daß T_p von der mittleren Taupunkttemperatur am Nachmittag des Vortages (T_{dn}) abhängt. Das folgt aus der Voraussetzung, daß die gesamte Wassermenge, die für die Feuchtezunahme der Talluft zur Verfügung steht, ziemlich konstant ist. Die Wassermenge ist am Anfang des Nebelauflösungsprozesses teilweise am Boden und in Form von Tau vorhanden, die danach langsam verdunstet. Durch konvektive Durchmischung der Nebelschicht unter der Inversion infolge Bodenerwärmung bildet sich ein vertikaler Temperaturgradient aus, der nahe dem adiabatischen ist. Infolgedessen verdunstet das Wasser aus dem Boden schneller, aber gleichzeitig steigt der Nebel auf und bildet eine Stratuswolkenschicht. Damit es zur vollständigen Auflösung dieser Wolkenschicht kommt, muß die Temperatur dort oben den vorgesehenen Wert erreichen. T_p ist deshalb etwas höher und kann mit der folgenden Gleichung annähernd bestimmt werden:

$$T_p = T_{dn} + \gamma \cdot h/2 \qquad [5]$$

wo γ einen Zwischenwert $\gamma_w < \gamma < \gamma_a$ hat. Wenn T_p erreicht ist, verdunsten die letzten Nebeltröpfchen, der Nebel verschwindet.

3. Bestimmung der Wärmezufuhr

Die Erwärmung der Luft bzw. Auflösung der Radiationsnebel wird unter normalen Bedingungen am Vormittag durch die Sonnenstrahlung hervorgerufen. Die Zufuhr der Energie in unserem System unter der Inversionsschicht ist aber eine Funktion von Zeit und Raum und muß erst bestimmt werden.

Die Energiemenge, welche eine horizontale Einheitsfläche am Erdboden in der Zeiteinheit erhält, ist nach MILANKOVIĆ (5) nach der folgenden Gleichung gegeben:

$$J = J_o p^{\sec z} \cdot \cos z \qquad [6]$$

wo J_o = Solarkonstante, p = Transmissionskoeffizient der Atmosphäre, z = Zeitdistanz der Sonne bedeuten. Dieser Winkel z ändert sich mit der geographischen Breite φ, mit der Sonnendeklination δ und mit dem Stundenwinkel ω. Es gilt

$$\cos z = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos\omega \qquad [7]$$

wo

$$\omega = \frac{\pi}{12}(t - 12 - E) \qquad [8]$$

mit t = Tageszeit und E = Zeitgleichung. Für konstante Werte φ und δ gilt anstatt Gl. [7] die Gleichung

$$\cos z = A + B \cdot \cos\omega \qquad [9]$$

Gl. [6] hat dann folgende, jedoch nicht allgemeingültige Form

$$J_1 = J_o\, p^{1/(A+B\cos\frac{\pi}{12}(t-12)} \cos\left(A + B\cos\frac{\pi}{12}(t-12)\right) \qquad [10]$$

wo der verhältnismäßig kleine Wert E vernachlässigt ist. Die eingestrahlte Energie ist hier nur eine Funktion der Tageszeit, die anderen Größen sind jedoch Konstanten und bekannt — wie z. B. in den gegebenen Beispielen. Mit Rücksicht auf Gl. [7] und [8] ist J aber auch mit Gl. [6] im allgemeinen bestimmt mit bekannten Werten.

J gilt für eine bestimmte Horizontalfläche und als solche kann auch die obere Nebelgrenze genommen werden. Nur ein kleiner Teil der eingestrahlten Energie wird im Nebel absorbiert, aber die Erdoberfläche erhält nur Diffusionslicht. Ihre Stärke hängt von der Dicke und Dichte des Nebels bzw. von seiner Albedo ab. Die Diffusion des Lichtes im Nebel bzw. der Strahlungsstransmission durch den Nebel ist ein besonderes und ziemlich kompliziertes Problem. Einige Werte können mit den direkten Messungen der optischen Eigenschaften des Nebels mehr oder weniger genau bestimmt werden (6).

Wegen einer Vereinfachung werden wir uns mit den Ergebnissen zufriedenstellen, die CHELTSOV und NEUBURGER (7) unabhängig voneinander gefunden haben. Beide zeigen, daß bis zu einer Dicke von 500 m annähernd ein parabolischer Zusammenhang zwischen der Albedo und der Stratuswolkendicke besteht. Daraus ergibt sich, daß der unreflektierte Teil der Strahlungsmenge durch folgende Gleichung bestimmt ist:

$$D_1 = 0{,}85 \cdot 10^{-2} \cdot \sqrt{7h} \qquad [11]$$

wo h wieder die Wolkendicke bzw. bei uns die Dicke der Nebelschicht in Metern ist. Die Tageszeit ist hier jedoch nicht berücksichtigt.

Aus dem Vergleich der gemessenen Stärke der eingestrahlten Energie am Talboden bei Nebel am Vormittag und am nebelfreien Nachmittag (Abb. 2) ist ersichtlich,

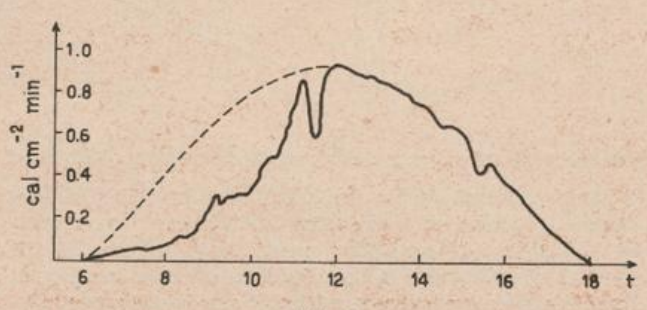


Abb. 2
Aktinogramm am Boden des Ljubljana-Beckens vom 21. 9. 1969

daß die bei Nebel noch den Boden erreichende Energie auch eine Funktion von der Tageszeit ist. Diese kann ungefähr mit dem Faktor (exp [(t-6/10] -0,8) angegeben werden. Wenn man diesen Faktor an die rechte Seite der oberen Gleichung anbringt, kann die ganze Funktion, welche die angenäherte Abschwächung der einge-

strahlten Energie durch die Nebelschicht einschließt, folgenderweise geschrieben werden:

$$D = (0{,}85 - 10^{-2}\sqrt{7h}) \cdot (\exp[(t - 6)/10] - 0{,}8) \quad [12]$$

Wir überlassen die allgemeinere und genauere Bestimmung dieser Funktion den nachfolgenden Verbesserungen des Modells.

Welcher Teil von dieser an die Erdoberfläche fallenden Energie für Erwärmung des Bodens verbraucht wird und welcher Teil für die Lufterwärmung und Verdunstung, ist ein eigenes Problem, das unter anderem von der Bodenart abhängig ist. Wir werden annehmen, daß der Erdboden im ganzen Becken gleichartig ist und aus einem Diagramm von FRANKENBERG (8) abschätzen, daß im Durchschnitt in den Boden 20% der zugestrahlten Energiemenge eindringt. Der Teil der auf den Erdboden gelangenden Energie, der für Verdunstung und für Lufterwärmung gebraucht wird, ist dann mit einem Faktor r = 0,8 zu versehen. Dieser ist offensichtlich sehr annähernd bestimmt und gilt nicht, wenn der Boden mit Schnee bedeckt ist.

Energie, die für Nebelauflösung zur Verfügung steht, ist also Energie, die auf die obere Grenze der Nebelschicht fällt (J), aber vermindert um die Faktoren D und r. Somit kann man die effektive Wärmezufuhr an eine Einheitsfläche folgenderweise ausdrücken:

$$\frac{dQ}{dt} = J(t) \cdot D(y, t) \cdot r \quad [13]$$

die als bekannt angenommen sein soll; die Abhängigkeit vom Raum ist nur mit y bezeichnet. Mit Rücksicht darauf erhält Gl. [1] eine neue Form, nämlich:

$$\frac{dT}{dt}(y, t) = \frac{J(t) \cdot D(y, t) \cdot r}{h(y) \cdot F(T(y, t))} \quad [14]$$

Tatsächlich gilt auch r = r (y, t) und h = h (y, t). Die Kombination der Gleichungen [3] und [14] im Rechenprogramm ermöglicht die numerische Berechnung der Temperaturänderungen der Nebelschicht. Aus Gl. [4] folgt dann die vorhergesagte Zeit der Auflösung des Nebels bzw. der Stratuswolkenschicht für verschiedene Orte im Talbecken.

Obige Voraussetzungen und damit das Modell gelten für Strahlungsnebel im Talbecken, die nach oben durch starke Temperaturinversionen begrenzt sind und die erst nach der Nebelauflösung verschwinden. Über dem Flachland oder bei starken Winden wirken auf die Nebelauflösung auch horizontale Advektion und damit verbundener turbulenter Austausch mit darüberliegende trockene Luft ein. Auch in kleinen Kesseln mit steilen Abhängen sind stärkere Effekte wegen der Luftzirkulation entlang der Abhänge möglich und wirksam.

4. Berechnete Beispiele

Als Beispiel für die Gültigkeit des Modells stellen wir einige Daten von Berechnungen für zwei Tage vor, die das geschlossene Ljubljana-Becken betreffen (Abb. 3). Dieses hat nur einen engen Ausgang gegen Osten und deshalb treten hier Strahlungsnebel sehr oft auf (9). Für die berechneten Tage 21. und 23. 9. 1969 haben wir die Nebelauflösung von einem Randgipfel aus gefilmt und so war ein besserer Vergleich zwischen den berechneten und beobachteten Werten möglich. Bei einer antizyklonalen, heiteren Wetterlage lag an den genannten Tagen im Becken Nebel, der am 21. 9. viel dicker war als am 23. 9.; deshalb waren auch die Auflösungszeiten verschieden, jedoch in ziemlichem Einklang mit den berechneten Werten.

Außer den Normalwerten für die Luftdichte und andere thermodynamische Größen und $p = 0{,}7$, $\delta = 0$, sind noch nachfolgende besondere Werte verwendet worden:

1. Beispiel (21. 9.):

$h_{max} = 300$ m, $T_0 = 7{,}8°$ C, $T_p = 11{,}8°$ C

2. Beispiel (23. 9.):

$h_{max} = 200$ m, $T_0 = 8{,}7°$ C, $T_p = 12{,}8°$ C.

Die Rechnung wurde auf der elektronischen Rechenmaschine IBM—1130 durchgeführt mit Zeitstufen von $\delta t = 6$ Minuten. Experimentelle Rechnungen mit halben

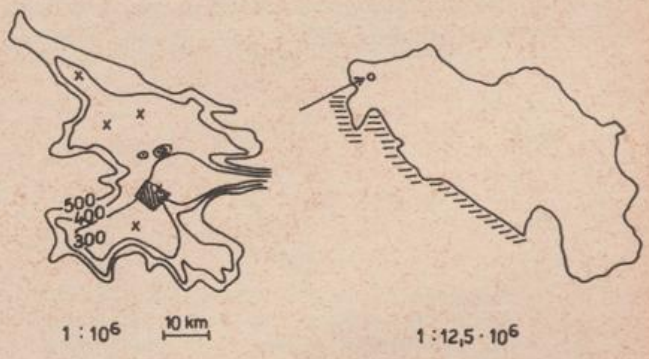


Abb. 3
Topographie und die Lage des Ljubljana-Beckens

Stufen ergaben unwesentliche Differenzen in den Nebelauflösungszeiten (unter 5 Minuten), weshalb die Stufen von 6 Minuten als befriedigend gelten. Einige Resultate sind auf den Abbildungen 4 und 5 ersichtlich.

Abb. 4 zeigt, wie sich im ersten Beispiel die berechnete mittlere Temperatur der Nebelluftsäule am Vormittag ändert, für verschiedene Dicken der Nebelschicht, aber bei derselben Anfangstemperatur. Nach der Nebelauflösung ($T_p = 11{,}8°$ C), im Einklang mit dem Rechenprogramm, fällt das Glied der latenten Wärme (L) der Gl. [2] weg, und die Temperatur nimmt wegen der konstanten Höhe sehr schnell zu. Das gilt tatsächlich nur bis

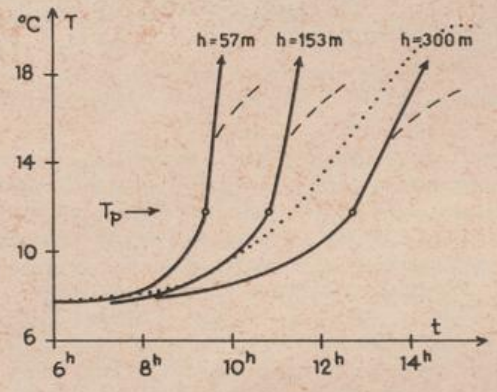


Abb. 4
Berechneter Gang der mittleren Lufttemperatur (ausgezogene Linien) mit vorgesehenem weiteren Gang (gestrichelte Linien), und am Boden gemessenen Gang (punktierte Linie)

zum Verschwinden der Inversion, denn dann breitet sich die Konvektion höher aus und die dickere Luftschicht erwärmt sich langsamer — ungefähr nach den gestrichelten Linien (die Werte über T_p interessieren allerdings hier nicht mehr). Als Vergleich ist auf demselben Bild der Vorgang bei der Lufttemperatur am Boden in Ljubljana mit einer punktierten Linie eingezeichnet. Beachtet man sinngemäß den Einfluß der Höhe, findet man eine gute Übereinstimmung mit den berechneten Werten.

Schon aus Abb. 4 ersieht man die Zeitdifferenzen beim Erreichen des Wertes T_p für verschiedene Dicken. Abb. 5 stellt jedoch den direkten funktionalen Zusam-

menhang der Auflösungszeit mit der Dicke der Nebelschicht dar, die nach dem gegebenen Modell berechnet ist und mit der Linie für beide Beispiele zusammen dargestellt ist. Die Abhängigkeit ist nämlich für beide Beispiele wegen ähnlicher, anderer Daten praktisch identisch und von 100 m Dicke ab beinahe linear. Die beobachteten Werte, die für den ersten Tag mit einem Kreis und für den zweiten mit einem Quadrat bezeichnet sind, liegen offensichtlich nicht weit von der Linie; sie entsprechen den Orten, die mit einem „x" auf Abb. 3 bezeichnet sind. Es ist evident, daß der Unterschied in der Auflösungszeit zwischen verschiedenen Orten mehrere Stunden beträgt, doch sind die Differen-

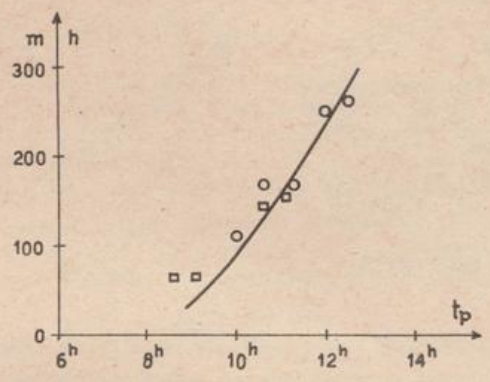


Abb. 5
Berechnete Auflösungszeit als Funktion der Nebeldicke und einzelne beobachtete Werte für beide Beispiele

zen zwischen den beobachteten und berechneten Werten nur selten mehr als eine halbe Stunde.

Die für die Berechnungen benötigten Daten bekommt man im allgemeinen leicht von den Beobachtungstationen im Talbecken und die Nebeldicke von einem Ort am Randgebirge telefonisch. Besondere Morgenmessungen durch die Nebelschicht ermöglichen natürlich bessere Daten und Resultate. Mit den eingegebenen Daten rechnet die Maschine nach einem bestimmten Programm in einer Minute die Auflösungszeit für verschiedene Orte des Talbeckens aus.

Das Modell ist ziemlich primitiv und deshalb können auch die Resultate nicht ganz befriedigend sein. Aber auf diesem Weg kann man noch zuverlässigere Prognosen erwarten, da es möglich erscheint, das Modell mit genaueren Bestimmungen einzelner Größen, besonders D, r und T_p, noch deutlich zu verbessern.

Literatur:

(1) KENNINGTON, C. J.: An approach to the problem of the forecasting of fog clearance. Meteor. Mag. 90 (1961) S. 70–73.

(2) BARTHRAM, J. A.: A diagram to assess the time of fog clearance. Meteor. Mag. 93 (1964) S. 51–56.

(3) GEORGE, J.J.: Fog. In Compendium of Meteorology. Boston 1951.

(4) PETKOVŠEK, Z.: Preprosta obravnava razkroja radiacijske megle. Razprave-Papers, Ljubljana, 12 (1970) S. 17–27.

(5) MILANKOVIĆ, M.: Kanon der Erdbestrahlung. Belgrad 1941.

(6) WRIGHT, W. B.; WEINMAN, J. A.: Measurement of the clearance of a radiation fog. Beitr. Phys. Atm. 40 (1967) S. 226–233.

(7) MATVEEV, L. T.: Physics of the atmosphere. Jerusalem 1967.

(8) GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig 1961.

(9) PETKOVŠEK, Z.: Pogostnost megle v nižinah in kotlinah Slovenije. Razprave-Papers, Ljubljana, 11 (1969) S. 57–89.

Diskussionsbemerkungen

F. LAUSCHER: Man müßte auch die langwellige Ausstrahlung an der Nebeloberfläche berücksichtigen. Wenn der Nebel sich auflöst, kommt Sonnenstrahlung durch die Lücken direkt zum Boden und wird wirksamer als durch das hier berechnete Nebelfilter.

Z. PETKOVŠEK: Bei einem so primitiven Modell ist die Beachtung solcher Details kaum sinnvoll; bei weiteren Verbesserungen des Modells wird sie aber notwendig.

D. POJE:

DK 551.509.324.2

Ein Beitrag zur Vorhersage der Niederschläge in Gorski Kotar

Zusammenfassung

Eine synoptisch-statistische Methode für die quantitative Vorhersage der Niederschläge in Gorski Kotar und Lika (SW-Teil Kroatiens) wird dargestellt. Für den zehnjährigen Zeitraum (1956—1965) wurde eine Klassifizierung der Wettertypen nach dem barischen Bild der Bodenkarte durchgeführt (17 Typen) und für Zyklone, Trog, zyklonales Flachdruckgebiet, SWS- und SS-Typ prognostische Nomogramme ausgearbeitet. Einige Faktoren, die zu ungenauen Vorhersagen führen können, sind diskutiert.

Die Planung des Verbrauchs der verfügbaren Wasserreserven in Akkumulationsbassins der Kraftwerke „Nikola Tesla" in Gorski Kotar und „Senj" in Lika (SW-Teil Kroatiens), war der Anlaß zur Ausarbeitung einer Methode für die quantitative 24stündige Vorhersage der Niederschlagsmenge für diese Gebiete. Wir werden in diesem Referat über diese Methode und Ergebnisse der dreijährigen Praxis berichten.

Es ist wohl bekannt, daß die Akkumulationsbassins der erwähnten Kratfwerke vor allem in Gorski Kotar in denjenigen Gebieten unseres Landes liegen wo im jährlichen und monatlichen Durchschnitt die größten Niederschläge gemessen werden. Die Gebirgsketten, die dieses Gebiet von südwestlicher und westlicher Seite umranden, die unmittelbare Nähe des Adriatischen Meeres, sowie der zyklogenetische Charakter des westlichen Mittelmeeres tragen in großem Ausmaße dazu bei, daß bei bestimmten Wetterlagen Niederschlagsmengen über 100 mm in 24 Stunden gemessen wurden.

Vor einigen Jahren hatten wir in Kroatien keine durch numerische Methoden erarbeiteten Vorhersagekarten zur Verfügung, und deshalb haben wir die synoptisch-statistische Methode für quantitative Vorhersage der Niederschläge gewählt. Die objektiven Methoden für die quantitative Prognose der Niederschlagsmengen wurden in unserem Lande bisher nicht benützt. In den letzten zwei Dezennien wurden in meteorologischen Zeitschriften, besonders in amerikanischen, mehrere Arbeiten über die Anwendung solcher Methoden veröffentlicht (1) (2) (3) (4) (5).

Die Methode der sukzessiven graphischen Regression (6) besteht darin, daß man aus verfügbaren Boden- und Höhenwetterkarten über ein breiteres Gebiet um den betrachteten Ort mehrere Veränderliche, sogenannte Prediktoren auswählt, für die wir voraussetzen, daß von ihnen die gesuchte Funktion abhängig ist. Die sogenannte „screening"-Regressionstechnik ermöglicht, daß man aus k Prediktoren mittels der Gleichung

$$y = a_{ok} + a_{1k}x_k \qquad k = 1,2 \ldots\ldots M$$

denjenigen Prediktor findet, der im größten Maße die Varianz verkleinert. Hier bedeutet Y_k den prognostischen Wert des Prediktanden, a_o und a_{1k} Konstanten und M die Anzahl aller möglichen Prediktoren.

Wenn man schließlich einen solchen Prediktor findet, verfährt man weiter so, daß man ein Paar der besten Prediktoren auswählt, das auch den erst gewählten einschließt. Das ist das gleiche, als ob man im Sinne der kleinsten Varianz die beste Gleichung

$$Y_k = a_{ok} + a_{1k}X_1 + a_{2k}X_k \qquad k = 2,3 \ldots\ldots M$$

findet. Dieses Verfahren wiederholt man so lange, bis man P auswählt ($P \leqq M, P \leqq N\text{-}1$), wo N die die Größe der Stichprobe bildet. Mit Rücksicht auf die große Anzahl der möglichen Prediktoren, kann man diese Methode praktisch nur mit elektronischem Rechner verwenden, der uns aber damals nicht zur Verfügung stand.

Der von uns gewählte Weg war im voraus durch die Wahl der bestimmten Tage aus der Periode 1956—1965 determiniert, ebenso von der begrenzten Anzahl der verfügbaren Wetterkarten. Aus der betrachteten Periode wurden nur diejenigen Tage ausgesucht, wo in Fužine und Lokve in Gorski Kotar und Gospić in Lika wenigstens 10 mm Niederschlag in 24 Stunden gefallen war. Außerdem wurden auch für jeden solchen Tag noch zwei vorhergehende Tage ausgewählt und auf diese Weise meistens auch niederschlagsfreie Tage untersucht. In allem wurden 1756 oder 48% aller Tage des zehnjährigen Zeitraums bearbeitet.

Die beiden Stationen in Gorski Kotar liegen an den Seen Bajer und Lokve nicht weit von einander entfernt und ihre Lage kann als repräsentativ für das ganze Gebiet von Akkumulationsbassins betrachtet werden. Das gleiche gilt für Gospić und Umgebung, die auf einem Hochplateau (560 m) liegt. Mittels Ombrographen wurden für den ganzen untersuchten Zeitraum die Niederschlagsmengen 00—24 Uhr festgestellt und damit die üblicherweise bestimmten, von einem auf den anderen Tag überlappten Mengen vermieden.

Vor der Auswahl der Prediktoren haben wie alle Tage der betrachteten Dekade 1956—1965 klassifiziert. Die Grundlage dieser Klassifikation ist das Bild des barischen Feldes, das man auf der Bodenkarte von 07 Uhr

der Mittel- und Südeuropas sehen kann. Zur Bestimmung dieses „barischen" Wettertyps wurde vor allem der Isobarenverlauf über Jugoslawien und benachbarten Staaten betrachtet. Obwohl wir aller Mängel dieser subjektiven Klassifikation vollkommen bewußt waren, schien es uns doch, daß wir auf diese Weise eine brauchbare Klassifizierung der Wettersituationen bekommen könnten. In fast allen Fällen wurde es möglich, das barische Feld einem der 17 Typen zuzuordnen. Ein Anlaß für solche Klassifikationen war die Tatsache, daß bei selbst wenig entwickelten barischen Gebilden, diese auch die Strömung in niedrigsten Schichten der Atmosphäre bestimmen. Mit solcher Methode konnten wir charakteristische niederschlagsreiche Wetterlagen in Gorski Kotar feststellen.

Die Klassifikation umfaßt außer allgemein bekannten Gebilden (antizyklonale Typen: Antizyklone, Keil höheren Druckes, Hochdruckbrücke, antizyklonales Flachdruckgebiet und zyklonale Typen: Zyklone, Trog und zyklonales Flachdruckgebiet) auch die Typen mit mehr oder weniger geradlinigen Isobaren. So z. B. bedeutet SWS-Typ über Jugoslawien und dem größten Teil des Mittelmeeres SW-NE orientiertes barisches Feld mit niedrigerem Druck in NW-Richtung von Jugoslawien.

Für den Zeitraum 1956—1965 wurde die Wahrscheinlichkeit des Vorkommens folgender Typen festgestellt:

Antizyklone	20,4%	*Zyklone*	22,1%
Hochdruckkeil	17,3%	Trog	8,0%
Hochdruckbrücke	4,2%	Flachdruck zykl.	5,5%
Flachdruck antizykl.	13,0%		
NS	0,2%	SS	1,3%
NWS	0,5%	SES	2,1%
WS	0,8%	ES	1,3%
SWS	2,4%	NES	0,9%

Antizyklonale Typen kommen also im Gorski Kotar in ungefähr 55%, die zyklonalen Typen in 36% aller Tage vor. Auf Grund solcher Verteilung schien es uns berechtigt, nur diejenigen Typen in Betracht zu ziehen, die mit mehr als 5% der Wahrscheinlichkeit vorkommen. Außerdem wurden auch SWS und SS-Typen untersucht, da bei diesen Typen die Strömung nahezu senkrecht auf den naheliegenden Bergketten steht.

Die Untersuchung der zyklonalen Typen umfaßt unter anderem die Abhängigkeit der Niederschlagsmengen von der Jahreszeit, die Position des barischen Minimums, die Entwicklung der Typen und ihre Dauer sowie die eingehende synoptische Analyse einzelner interessanter Fälle.

Die Auswahl der günstigsten Prediktoren für die Konstruktion der prognostischen Nomogramme verlangte langdauernde Untersuchungen, vor allem auch deswegen, weil wir in und um Gorski Kotar keine aerologische Station haben. Die einzige Bergstation am Zavižan (Velebit 1594 m) ist leider nicht genügend repräsentativ für die freie Atmosphäre über Gorski Kotar (besonders in Bezug auf Feuchtigkeit und Wind).

Da im Durchschnitt das Plateau des Gorski Kotar zwischen 600 und 800 m liegt, die Berggipfel bis 1500 m, nahmen wir die 700-mb-Fläche als das Hauptniveau für die Auswahl der Prediktoren. Es wurden folgende Größen untersucht:

1. Die Differenz des Geopotentials der 700-mb-Fläche zwischen Gorski Kotar und Mailand, Wien und Rom.
2. Die Temperatur in 700- und 850-mb-Fläche über Gorski Kotar.
3. Die Taupunktsdifferenz in 700-mb-Fläche über Rom, Mailand, Zagreb und Split.
4. Die Form der Höhenströmung (auf 850- und 700-mb-Fläche) über Gorski Kotar mit Rücksicht auf die Position des Höhengebildes.
5. Der Frontentyp und die Entfernung der Fronten vom Gorski Kotar.
6. Die Windrichtung in 850- und 700-mb-Fläche über Gorski Kotar.
7. Die Differenz des Luftdrucks reduziert auf Meeresfläche zwischen Mailand und Rijeka und Rijeka und Slavonski Brod.

Von allen oben erwähnten Größen zeigten nur einige einen größeren Zusammenhang mit den Niederschlagsmengen in Gorski Kotar. Ein besonderes Problem war die Größe der Feuchtigkeit auf der 700-mb-Fläche. Wegen des Einflusses der Orographie haben wir statt der direkten Interpolation die Werte der Taupunktsdifferenz an nächsten aerologischen Stationen, je nach der Richtung der Höhenströmung über Gorski Kotar, bestimmt.

Mit der Methode der sukzessiven graphischen Regression sind insgesamt 5 Typen bearbeitet. Die Prediktoren für diese Typen sind:

A. Zyklone (bearbeitet insgesamt 454 Tage):

x_1 = Differenz des Geopotentials (Dkm) der 700-mb-Fläche zwischen Mailand und Gorski Kotar

x_2 = Windrichtung über Gorski Kotar in 700-mb-Fläche

x_1 und x_2 bestimmen
graphisch den Prediktand Y_1 (Nomogramm I)

x_3 = Taupunktsdifferenz über Gorski Kotar auf der 700-mb-Fläche

x_1 und x_3 bestimmen
graphisch den Prediktand Y_2 (Nomogramm II).

Mittels der Prediktanden Y_1 und Y_2 wird man auf dem dritten Nomogramm schließlich den prognostischen Wert der Niederschlagsmenge Y_3 (mm/24 St.) bestimmen. Diesen Wert kann man auch mit einem Ergänzungsnomogramm (Windrichtung auf der 850- und 700-mb-Fläche) berechnen.

B. Trog (bearbeitet insgesamt 149 Tage):

x_1 = Windrichtung über Gorski Kotar in 700-mb-Fläche

x_2 = Taupunktsdifferenz über Gorski Kotar in 700-mb-Fläche

x_1 und x_2 bestimmen
den Prediktand Y_1 (Nomogramm I).

x_3 = Druckdifferenz $\triangle P_{NN}$ Mailand — Rijeka

x_4 = Druckdifferenz $\triangle P_{NN}$ Rijeka — Slavonski Brod.

Die Prediktoren x_3 und x_4 bestimmen den Prediktanden Y_2 (Nomogramm II). Auf dem dritten Nomogramm definieren die beiden Prediktanden Y_1 und Y_2 den Prediktand Y_3 (mm Niederschlag/24 St.).

C. SWS und SS-Typ (bearbeitet insgesamt 126 Tage):

x_1 = Taupunktsdifferenz über Gorski Kotar in 700-mb-Fläche.

x_2 = Windrichtung über Gorski Kotar in 700-mb-Fläche.

Mit x_1 und x_2 bestimmt
man graphisch den Prediktand Y_1 (Nomogramm I).

x_3 = Differenz des Geopotentials (Dkm) zwischen Mailand und Gorski Kotar auf der 700-mb-Fläche.

Mittels x_1 und x_3 bestimmt man graphisch die Prediktanden (Nomogramm II) und mit den Prediktanden Y_1 und Y_2 auf dem dritten Nomogramm den Prediktand Y_3 — den prognostischen Wert der Niederschlagsmenge (mm/24 St.).

D. Zyklonales Flachdruckgebiet (bearbeitet 114 Tage):

x_1 = Windrichtung über Gorski Kotar in 700-mb-Fläche;

x_2 = Differenz des Geopotentials in 700-mb-Fläche zwischen Mailand und Gorski Kotar (Dkm).

Mit beiden Werten bestimmt man graphisch den Prediktand Y_1 (mm/24 St.) (Nomogramm I).

Arbeitsmethode

Auf Grund der prognostischen Bodenkarte der Luftdruckverteilung (01 und 24 Uhr) und der prognostischen 700-mb-Karte wird zuerst der Typ und dann die entsprechenden Prediktoren bestimmt. Die prognostische 700-mb-Karte und die Karte 700 mb von 01 Uhr dienen auch zur Ermittlung der Trajektorie der Luftteilchen, d. h. des Ortes, aus dem nach 24 Stunden die Luftmasse in 700-mb-Fläche über Gorski Kotar eintreffen sollte. In diesem Orte bestimmt man die Taupunktsdifferenz. Die ganze Ermittlung der Prediktanden verlangt weniger als zehn Minuten.

Obwohl keine definierte objektive Kriterien vorgesehen sind, nimmt der Prognostiker auch die Entwicklung des Systems und seine schon früher festgestellte statistische Charakteristiken, möglicherweise auch den Einfluß der Fronten in Betracht. Nachdem die Niederschlagsmenge in Gorski Kotar (Fužine) bestimmt ist, wird die Menge für Gospić auf Grund des Wertes für Gorski Kotar und der Beziehung der Niederschlagsmengen in Gorski Kotar und Gospić, die für verschiedene Typen bestimmt wurde, schließlich abgeschätzt.

Die Resultate

Die quantitative Niederschlagsprognose für Gorski Kotar und Lika wird schon fast drei Jahre herausgegeben, und so ist man berechtigt, über die Ergebnisse und Mängel der Methode sich zu äußern. Wir untersuchten den Zeitraum 1968—1969, insgesamt 723 Situationen. Alle Prognosen wurden in Klassen von 5—10 mm/24 St. eingeteilt, und zwar:

$$0, < 5, < 10, 11-20, 21-30, 31-40 \text{ usw.}$$

Die Trefferwahrscheinlichkeit der Prognose ist 63%. Dabei sind wegen verschiedener Faktoren, von denen gleich die Rede sein wird, als berechtigt auch diejenigen Prognosen angenommen, die sich bis 10 mm/24 St. von dem reellen Wert der Niederschlagsklasse unterscheiden. Der Koeffizient des Eintreffens der Prognosen ist definiert durch:

$$S = \frac{R - E}{T - E}$$

wobei R die Anzahl der verwirklichten, T die Gesamtanzahl der Prognosen, E die erwartete Anzahl der berechtigten Prognosen bedeutet. Für unsere zweijährige Testperiode ist S = 0,40.

Eine eingehendere Betrachtung zeigt, daß bei niederschlagsfreien Tagen (RR $<$ 0, $<$ 5 mm/24 St.) beziehungsweise an Tagen mit kleinen Niederschlägen die Prognosen in 96%, beziehungsweise in 93% der Fälle berechtigt sind. Mit der Zunahme der vorhergesagten Niederschlagsmengen nimmt die Trefferwahrscheinlichkeit stark ab. In der Klasse von 10—20 mm/24 St. waren nur 1/3, in der Klasse 31—40 mm/24 St. nur 15% der Prognosen richtig.

Diese Resultate kann man keineswegs als befriedigend ansehen. Wir haben deswegen die ganze Testperiode eingehend untersucht und als Ursachen der mißlungenen oder teilweise gelungenen Prognosen folgende Faktoren ermittelt, über die hier kurz diskutiert wird.

1) Ungenaue Boden- und Höhenvorhersagekarten

Mit solchen Karten wurde auch der Typ fehlerhaft bestimmt. Im Zeitraum von 6 Monaten war die Prozentzahl der ungenauen Vorhersagekarten zwischen 10 und 20. Im November 1967, wo nur 2 Karten fehlerhaft waren, waren die prognostizierten Niederschlagsmengen in mehr als 60% richtig und nur 4 Prognosen differierten 20 bis 30 mm vom reellen Wert. Im zweijährigen Zeitraum (1968—1969) waren 115 Prognosen um mehr als 10—15 mm/24 St. ungenau und von diesen war die Bodenvorhersagekarte an fast 3/4 der Tage fehlerhaft. Von diesen Prognosen entfällt ein Viertel auf Tage mit einem Trog, der oft zu großen Niederschlagsmengen führt.

2) Fehlerhafte Bestimmungen der Taupunktsdifferenz

Die jetzige Methode führt nicht immer zu repräsentativen Werten der Feuchtigkeit für Gorski Kotar. Es zeigte sich, daß es besser wäre, die Feuchte statt punktuell über einem größeren Areal zu bestimmen. Wenn es im Laufe des Tages zur Änderung der Feuchtigkeit über Gorski Kotar kommt, dann sollte dies beachtet werden. Wenn der Wind in der 500-mb-Fläche dreimal so stark ist wie in der 700-mb-Fläche, dann sollte mit dem Mittelwert der Geschwindigkeit auf beiden Flächen gerechnet werden.

Es soll noch bemerkt werden, daß im bevorzugten Ausgangsgebiet der Luftmassen, die nach Gorski Kotar gelangen (westliches Mittelmeer), die Anzahl der aerologischen Stationen ungenügend ist und die Feuchtedaten manchmal fehlen, so daß auch die Feuchteanalyse nicht genügend verläßlich durchgeführt werden kann.

3) Zyklonales Flachdruckgebiet

Dieser Typ stellt wegen der undefinierten Bodendruckverteilung oft ein Problem dar, auch bei der Ausarbeitung der Vorhersagekarten. Die prognostischen Nomogramme mit nur 2 Prediktoren sind ungenügend, so daß die Anzahl der ungenauen Prognosen bei diesem Typ relativ groß ist. Die Nichteinbeziehung der Feuchtigkeit zeigte sich als besonders negativer Faktor. Die Untersuchungen haben erwiesen, daß bei diesen Situationen die Niederschläge in engem Zusammenhang mit der Feuchtigkeit in 850-mb-Fläche stehen. Wir sind zu folgenden vorläufigen Regeln gekommen:

1. Wenn die Taupunktsdifferenz über Gorski Kotar in der 850-mb-Fläche im Intervall 3—9° C liegt, dann können die prognostischen Nomogramme für diesen Typ gebraucht werden.
2. Wenn die Taupunktdifferenz im Intervall 0—2° C liegt, soll man die prognostizierte Niederschlagsmenge bei Werten größer als 20 mm/24 St. verdoppeln, bei Mengen kleiner als 20 mm/St. verdreifachen.
3. Wenn die Taupunktsdifferenz in der 850-mb-Fläche 10° C oder größer ist, sollte man keine nennenswerten Niederschläge erwarten.

4) Die Vertikalgeschwindigkeiten

Die Vertikalströmungen können zu bedeutenden Differenzen zwischen den prognostizierten und reellen Werten führen, da diese Größen in unseren Nomogrammen nicht einbezogen sind. Wie erwartet, sind bei vertikalen Strömungen die vorhergesagten Mengen zu klein, bei Subsidenz zu groß. Als Beispiel soll der Fall vom 15. Februar 1968 erwähnt werden, wo bei Typ *Flachdruck zyklonal* statt der vorhergesagten 22 mm/24 St. eine Menge von 59 mm/24 St. fiel. Die Taupunktsdifferenz war den ganzen Tag 0—1° C, die Windrichtung 250°, und die nach oben gerichteten Strömungen in der unteren Troposphäre hatten die Geschwindigkeit von 0,2 bis 0,5 cm/sec. In einem anderen Falle, am 17. November 1967 bei derselben Windrichtung, der Taupunktsdifferenz 6° C und einer Subsidenz von 0,1 bis 0,4 cm/sec fiel statt der vorhergesagten 15 nur 6 mm Niederschlag innerhalb 24 Stunden.

Es soll noch bemerkt werden, daß es genügt, die Vertikalbewegungen in der 850-mb- und 700-mb-Fläche zu ermitteln. Es ist geplant, diese Bewegungen in einem neuen prognostischen Nomogramm einzuziehen.

6) Seltene Typen, für die keine prognostischen Nomogramme bestehen, können manchmal große Niederschläge bringen. Ein solcher Typ ist auch der Typ WS (zonal verlaufende Isobaren am Rande der tiefen Zyklone im Nordmeer), der am 24. Dezember 1967 im Gorski Kotar sogar 101 mm Niederschlag in 24 Stunden brachte.

7) Einfluß der Fronten

Dieser ist bisher nur subjektiv abgeschätzt, was ab und zu im Gorski Kotar zu großen Fehlern in der Prognose führen kann. In unseren Nomogrammen sind alle Situationen ohne Rücksicht auf Fronten eingetragen.

Schlußfolgerung

Wir haben zahlreiche Faktoren, die in unserer Methode zu ungenügenden Ergebnissen führen können, kurz beschrieben. Wir planen, die Methode durch die Ausarbeitung neuer Nomogramme, die die Vertikalbewegungen in Betracht ziehen und außerdem für alle Typen dieselbe Prediktoren haben, zu verbessern. Auf diese Weise soll die subjektive Bestimmung der Typen vermieden werden. Auf prognostischen Nomogrammen sollten außerdem neben jedem Flächenmittel auch die Extremwerte angedeutet werden.

Bemerkung:

Meine Dankbarkeit gilt Frau Dipl.-Ing. Nada PLEŠKO, die bei den Untersuchungen der Testperiode beteiligt war.

Literatur

(1) PENN, S.: An objective method for forecasting precipitation amounts from winter coastal storms for Boston. Monthly Weather Rev. Aug. 1948. S. 149–153.

(2) VERNON, E.: An objective method of forecasting precipitation 24–48 hours in advance at San Francisco, California. Monthly Weather Rev. Nov. 1947, S. 211–219.

(3) SWAYNE, W.: Quantitative analysis and forecasting of winter rainfall patterns. Monthly Weather Rev. Feb. 1956, S. 53–56.

(4) LAIRD, M.: Forecasting precipitation on the west slope of Colorado. Monthly Weather Rev. Jan. 1951, S. 1.

(5) GLAHN, H.: An experiment in forecasting rainfall probabilities by objective method. Monthly Weather Rev. Feb. 1962, S. 50.

(6) PANOFSKY, H.; BRIER, G.: Some applications of statistics to meteorology, Pennsylvania 1958.

Diskussionsbemerkungen

H. FLOHN: Nachdem numerische Vorhersagekarten zur Verfügung stehen, sollte man für lokale Probleme der quantitativen Vorhersage in größerem Umfang modern statistische Methoden (z. B. auch Diskriminantenanalyse) ausprobieren. Auf Grund dieser Unterlagen genügt es, simultane Beziehungen zu untersuchen; die Ergebnisse dieser und ähnlicher Studien ermutigen durchaus zu weiteren Versuchen.

R. GRARD: Le travail de Mr. Poje me semble intéressant en ceci qu'il cherche des liaisons entre paramètres météorologiques et précipitations observées sur un bassin sans passer par un modèle déterministes — La D. T. G. d'électricité de France, sous l'impulsion de M. M. GUILLOT et DUBAND à mis au point un modèle stochastique de prévisions quantitatives de précipitations par bassin qui est appliqué depuis 2 hivers. — Ce modèle est basé sur l'analyse statistique des cartes du Niveau 700 mb et du Niveau mer et on y introduit ensuite en corrélation multiple des éléments météorologiques tels que humidité et températures. Les résultats sont très encourageants.

M. ČADEŽ

DK 551.509.31

Einige Resultate der internationalen Zusammenarbeit hinsichtlich der Analyse der Wetterentwicklung im Alpengebiet während der Alpentage

Zusammenfassung

Es wird die Wetterentwicklung während zweier Pentaden im Raum der Alpen, Karpaten und des Balkan beschrieben und auf die verschiedenen charakteristischen Eigenschaften der Atmosphäre in diesem Gebiet hingewiesen. Die Analysen basieren hauptsächlich auf den Daten der synoptischen Stationen mit acht Terminen und konnten dank der internationalen Zusammenarbeit der Kollegen aus Alpen-, Karpaten- und Balkanländern durchgeführt werden.

Abstract

The development of the weather situation during two pentads is described in the regions of the Alps, the Carpathians and the Balkan and the different characteristic features of the atmosphere in these regions are pointed out. The analyses are based on 8 hours of observation. This study was made possible through the international cooperation of the collegues from the countries neighbouring the Alps, the Carpathians and the Balkan.

1. Einleitung

Auf der X. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie in Grenoble war nach unserem Vorschlag beschlossen worden, bestimmte Wetterlagen im Gebiet der Alpen auf Grund aller zur Verfügung stehenden synoptischen Daten zu analysieren. Es wurden die Perioden („Alpentage") 11.—15. X. 1968, 11.—15. I. 1969, 11.—15. IV. 1969 und 11.—15. VII. 1969 ausgewählt. Nach einem Gespräch in Grenoble haben die Herren Dr. CHRISTIANS (Deutschland), Dr. ERMINI (Italien), Dr. SCHÜEPP (Schweiz), Dr. SKODA (Österreich) und Dir. STRIFFLING (Frankreich) es übernommen, nach der Beendigung der einzelnen Perioden die Daten nach Beograd zu schicken, wo die Wetterlagen meinerseits analysiert werden sollten. Der Österreichische Wetterdienst hat uns liebenswürdigerweise die geographischen Karten des Alpengebietes im Maßstab 1 : 2 500 000 zur Verfügung gestellt.

Nach Beendigung der einzelnen Perioden haben wir immer gleichzeitig die Daten bekommen.

Es soll erwähnt werden, daß auf der III. Internationalen Konferenz für Karpatenmeteorologie (Krakau, 1969) dieses Unternehmen begrüßt wurde und daß dieselben Alpentage auch für analoge Untersuchungen der Wetterentwicklung im Karpaten-Balkan-Gebiet angenommen wurden.

Hier wollen wir auf einige Erscheinungen im Zusammenhang mit der Wetterentwicklung in zwei der oben erwähnten Perioden hinweisen. Es soll eine Beschreibung der wichtigsten Erscheinungen in der Atmosphäre sein, welche nach unserer Meinung systematisch und statistisch auf Grund aller zur Verfügung stehen Daten zu beschreiben sind. Unter einer solchen Beschreibung verstehen wir auch eine Erklärung der Erscheinungen, d. h. eine Beschreibung mit theoretischen, numerischen und empirischen Gleichungen. Die Informationen sollen sich auf die allgemeinen Eigenschaften der Erscheinungen sowie auch auf die Einflüsse beziehen, die durch die geographische Lage und durch die Tages- und Jahreszeit bei verschiedenen Wetterlagen bedingt sind. Die so gewonnenen Resultate sollten die Grundlage für eine wissenschaftliche Wettervorhersage bilden. Dies ist heute leider im allgemeinem nicht der Fall. Wir wollen auf alle diejenigen Eigenschaften der Atmosphäre aufmerksam machen, die im allgemeinen wohl bekannt sind und welche wir bei unseren langjährigen Betrachtungen bemerkt und mehrere davon auch untersucht haben.

2. Die Wetterlage im Alpengebiet vom 11. bis 15. IV. 1969

Am 11. früh liegen verschiedene Kaltluftseen in Kesseln und Niederungen. Außer in einzelnen Tälern im zentralen Teil der Alpen verschwanden diese Kaltluftseen bis 13^h MEZ (Abb. 1 und 2).

A. Heute haben wir noch nicht genügend Informationen über die verschiedenen Eigenschaften der Kaltluftseen:

a) Zeit der Entstehung und der Auflösung,
b) Neigung der oberen Grenzfläche gegen die Horizontalebene,
c) Luftzirkulation im Kaltluftsee,
d) Verhalten der Lufttemperatur und der Feuchtigkeit sowie des Luftdrucks,
e) Lage der Linie, wo am Boden der Kaltluftsee an die umgebende Atmosphäre grenzt (bei antizyklonaler Lage Verstärkung und Ausbreitung des Sees nachts und Zusammenziehen während des Vormittags),

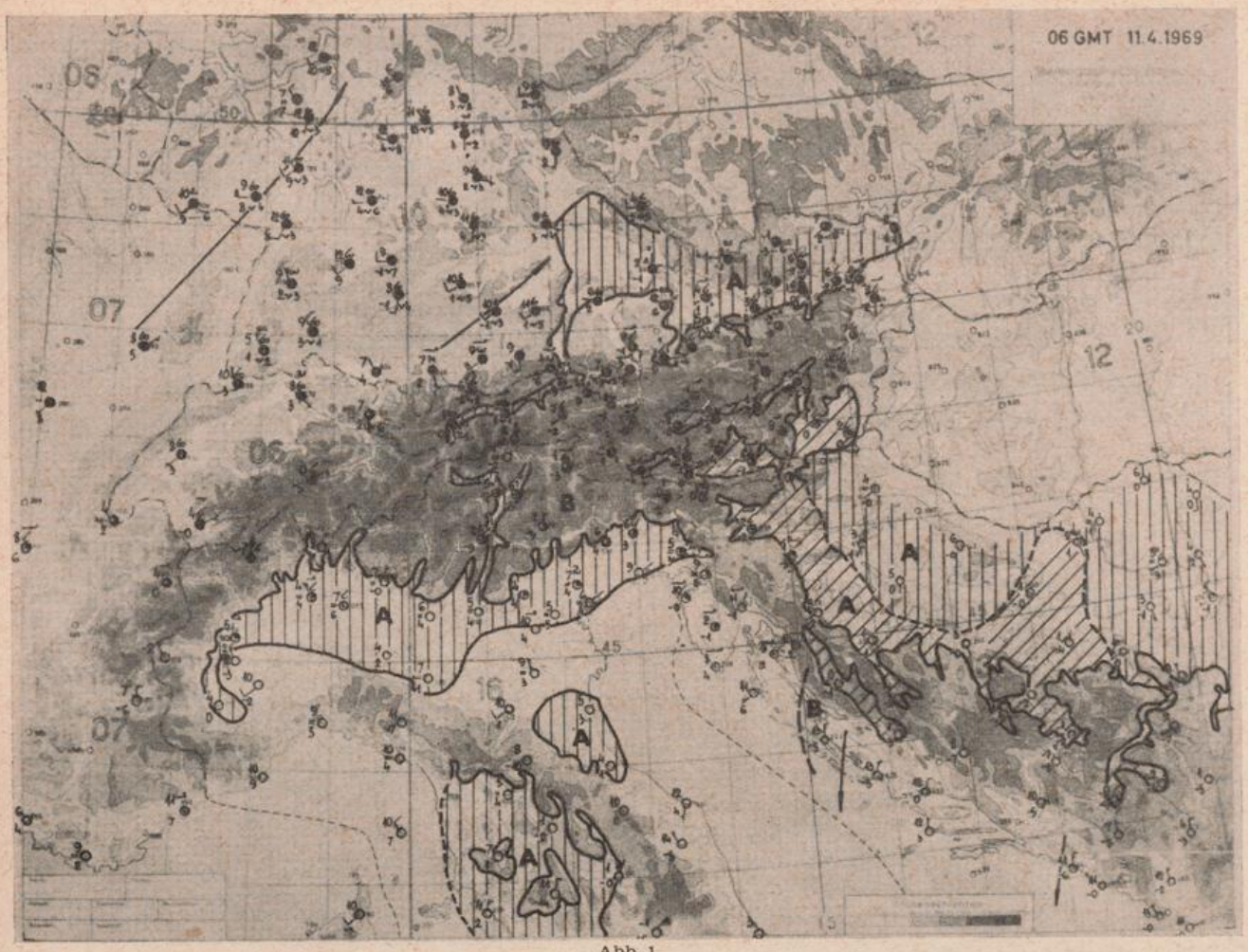


Abb. 1



Abb. 2

f) Nebelerscheinungen (u. a. Beginn und Ende des Bestehens), Bewölkung und Niederschlag,

g) Dicke der Inversionsschicht.

Bei solchen Wetterlagen sind die geographisch-physikalischen Einflüsse auf den täglichen Gang der meteorogischen Elemente schön ausgeprägt.

B. Die Tagesgänge der verschiedenen meteorologischen Elemente bei antizyklonalen Lagen außerhalb der Kaltluftseen sollten besonders untersucht werden:

a) Luftströmungen (wie Beginn des Berg- und Talwindes und des Land- und Seewindes) mit verschiedenen Diskontinuitäten im täglichen Gang des Windes,

b) Temperatur, Feuchtigkeit und Luftdruck,

c) Bewölkung (u. a. Nebel im Gebirge, täglicher Gang der Bedeckung mit Ci-Wolken).

Am 12. IV. war das Wetter im Alpengebiet schon unter dem Einfluß der Kaltfront, die sich von Westen nach Osten fortpflanzte (Abb. 3). An solchen Tagen sollte untersucht werden:

c) Bewölkung und Niederschläge vor und nach dem Frontdurchgang,

d) Gewittertätigkeit,

e) Stagnieren in den Vormittagsstunden sowie beim Einbruch der kalten Luft über einer wärmeren Unterlage in Zusammenhang mit entsprechenden zyklogenetischen Effekten.

Die Analysen sollen sich auf alle Fronten bei verschiedenen Wetterlagen beziehen.

Bei einer Wetterlage wie am 12. IV. bestehen oft in der warmen Luftmasse verschiedene Gebiete mit mehr oder weniger starken Niederschlägen, die in der Hauptsache durch die Orographie bedingt sind. Das kann auch in der vorgedrungenen Kaltluftmasse, wenn sie schon einen großen Teil oder den ganzen Alpenraum überflutete, der Fall sein. Die Niederschläge haben als Folge die Abkühlung der bodennahen Luftschichten, was bedeutet, daß sich bei solchen Wetterlagen im Alpengebiet, je nach der Intensität der Niederschläge, verschiedene Kaltluftmassen bilden können. Die abkühlenden Effekte bestehen hauptsächlich im Schmelzen des fallenden Schnees und der Schneedecke und im Verdampfen der Regentropfen und des Wassers des nassen Bodens.

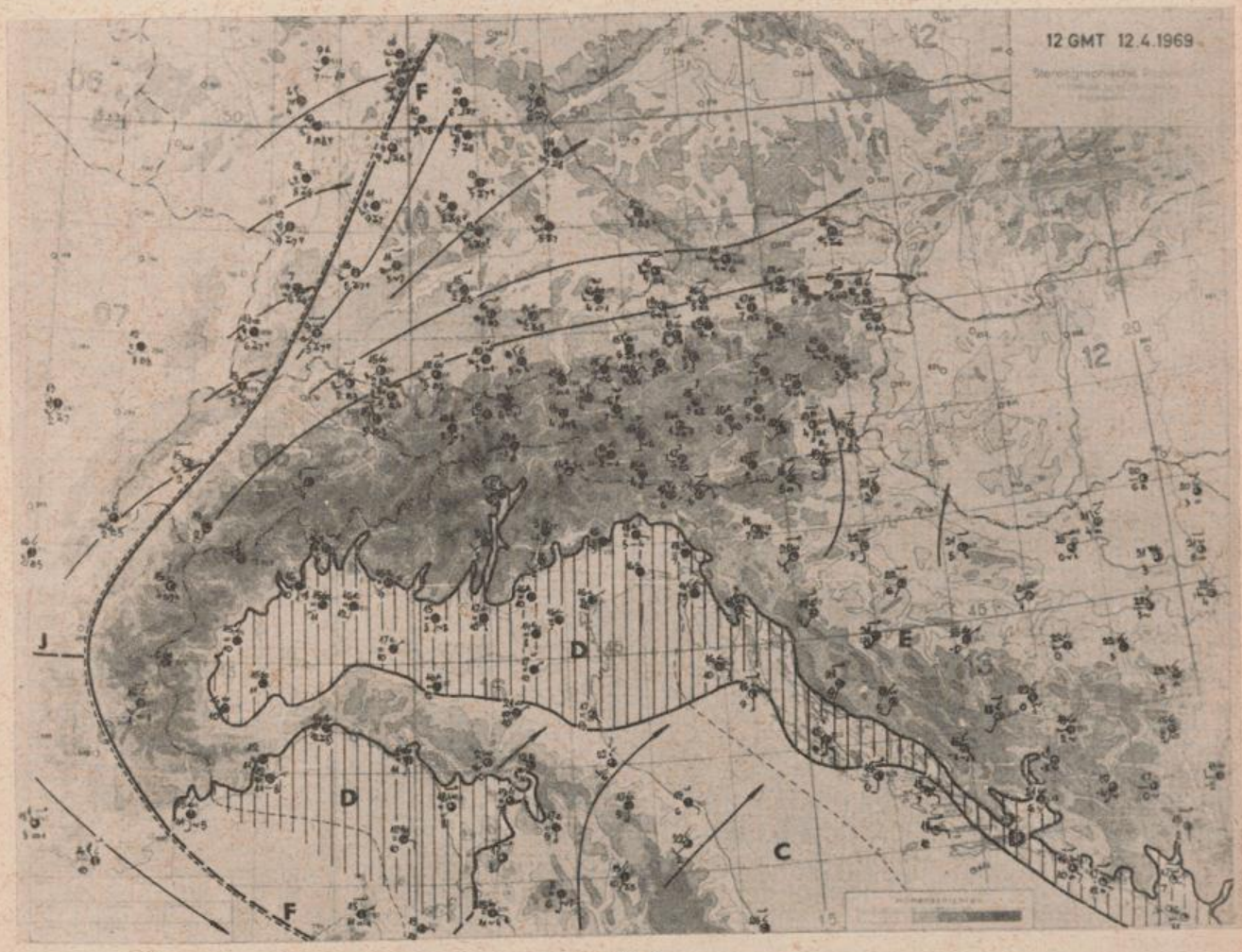


Abb. 3

Die Abb. 4 zeigt uns die Wetterlage im Alpengebiet am 13. IV. 1969 um 13^h MEZ mit drei Kaltluftmassen, von denen mindestens eine durch Niederschläge bedingt war. In dieser Hinsicht sehen wir folgende Erscheinungen und Probleme:

G. Lokale Kaltluftmassen, die durch Niederschläge bedingt sind:

a) geographische Lage,

D. Lage der Stauzone südlich der Alpen, Dinarischen Alpen und Apenninen bei Südlagen.

E. Südföhn, der oft in verschiedenen Alpentälern sowie im Nordteil des Alpengebietes und der Dinarischen Alpen auftritt und

F. Lage der Front mit begleitenden Erscheinungen:

a) Karten mit der Lage der Front für jede Stunde,

b) durch den Kaltlufteinbruch verursachter Sprung im Gange der meteorologischen Elemente,

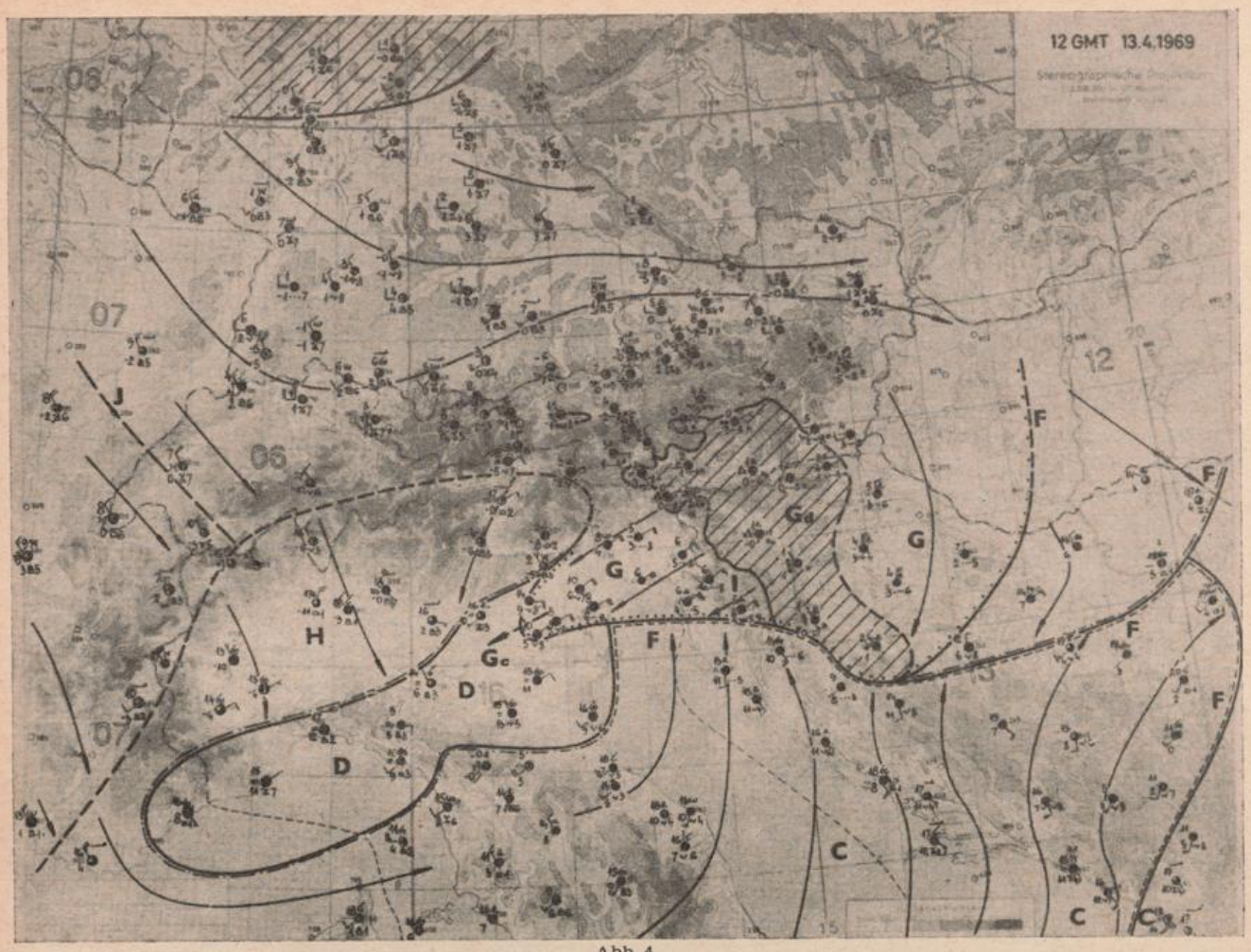

12 GMT 13.4.1969
Stereographische Projektion
06
07
12
J
H
G
Gc
D
F
I
C

Abb. 4

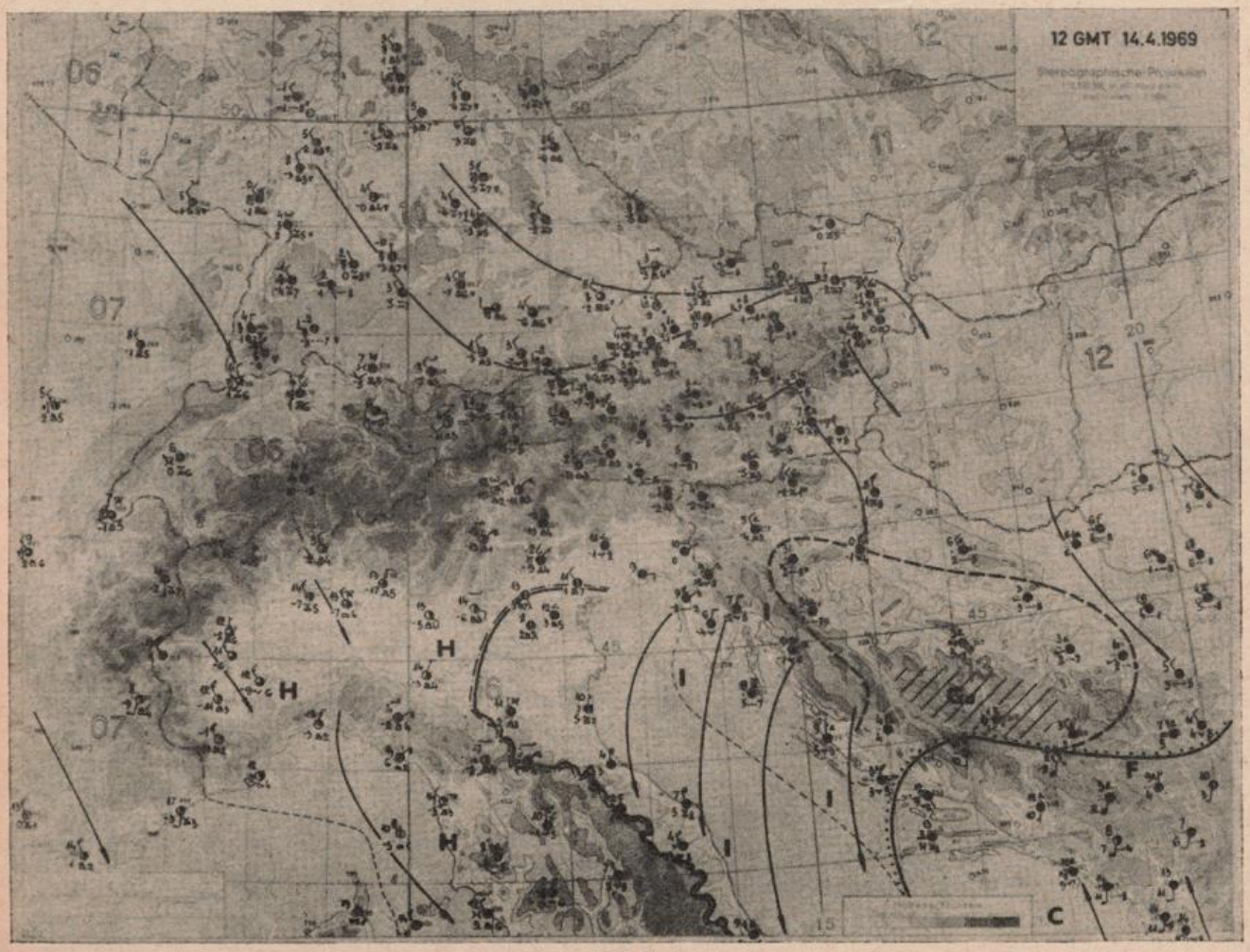

12 GMT 14.4.1969
Stereographische Projektion
06
07
11
12
H
I
Gc
F
C

Abb. 5

b) tägliche, halbtägige (wenn möglich auch stündliche) Karten der Verteilung der Niederschlagsmengen,

c) Lage und Geschwindigkeit der Pseudofronten (Isochronen für jede Stunde) samt ihren Begleiterscheinungen,

d) Kaltluftmassen mit einer Bodenlufttemperatur von 0° C,

e) Gewittertätigkeit,

f) Zyklogenetische Effekte wegen des Freiwerdens der Verdampfungswärme.

Weiter soll besonders untersucht werden

H. Der Alpen-Nordföhn südlich der Alpen und der Dinarischen Alpen samt den begleitenden Erscheinungen.

Auch im vorliegenden Fall ist ein solcher Föhn aufgetreten u. zw. zuerst in Norditalien und später in einem sich allmählich nach Osten und Süden ausweitendem Gebiet (Abb. 5).

Andrerseits überfließen die abgekühlten, aber doch noch feuchten Luftmassen die Sättel und Kämme der östlichen Randgebiete der Alpen in Richtung oberitalienische Tiefebene. In der nördlichen Bucht der Adria beginnt die Bora zu wehen. Das Bora-Gebiet sowie auch die Luftmassen mit der Bodenlufttemperatur von ungefähr 0° C verbreiten sich wie gewöhnlich bei solchen Wetterlagen nach Osten und Süden aus (Abb. 5). Am 15. IV. wehte entlang der ganzen Adriaküste Bora und die erwähnte Kaltluftmasse hatte schon den Ostteil der Dinarischen Alpen erreicht (Abb. 6).

I. Die Eigenschaften der Bora und ihre Begleiterscheinungen verdienen ebenfalls unsere besondere Aufmerksamkeit.

Am 13. IV. tritt noch eine spezielle Erscheinung auf: die Divergenzlinie innerhalb der Luftmasse auf der Luvseite des Alpenmassivs, die durch Stau bedingt ist. Solche Divergenzlinien sowie auch Konvergenzlinien innerhalb einer Luftmasse können unter verschiedenen Bedingungen in der Atmosphäre auftreten und daher sollten die

J. Divergenz- und Konvergenzlinien innerhalb derselben Luftmasse mitsamt den begleitenden Erscheinungen besonders untersucht werden.

Gegen Ende der Periode vom 11. bis 15. April 1969 sehen wir noch zwei Erscheinungen, die unsere Aufmerksamkeit verdienen:

K. Eine Stauzone südlich und östlich der Alpen und der Dinarischen Alpen.

L. Eine Antizyklogenese, die durch die Anhäufung der kalten Luft im Alpengebiet bedingt ist.

Die Stauzone manifestiert sich als eine schwach ausgeprägte Warmluftmasse, die in Form eines Keiles unter und neben der kälteren Luft liegt. Den Aufbau einer solchen Antizyklone müssen wir in Verbindung mit der Umwandlung der kinetischen in die potentielle Energie der Luftmassen setzen. Zu dieser Umwandlung kommt es infolge des erzwungenen Stillstandes der Luftmassen vor den Abhängen, Felskämmen und verschiedenen anderen Hindernissen des Alpenraumes.

3. Entwicklung der Wetterlage im Gebiet der Alpen, Karpaten und Balkan während der „Alpentage" vom 11. bis 15. Januar 1969

Gemäß den Beschlüssen der Arbeitsgruppe „Einfluß der Orographie auf die Wetterentwicklung" in den Kar-

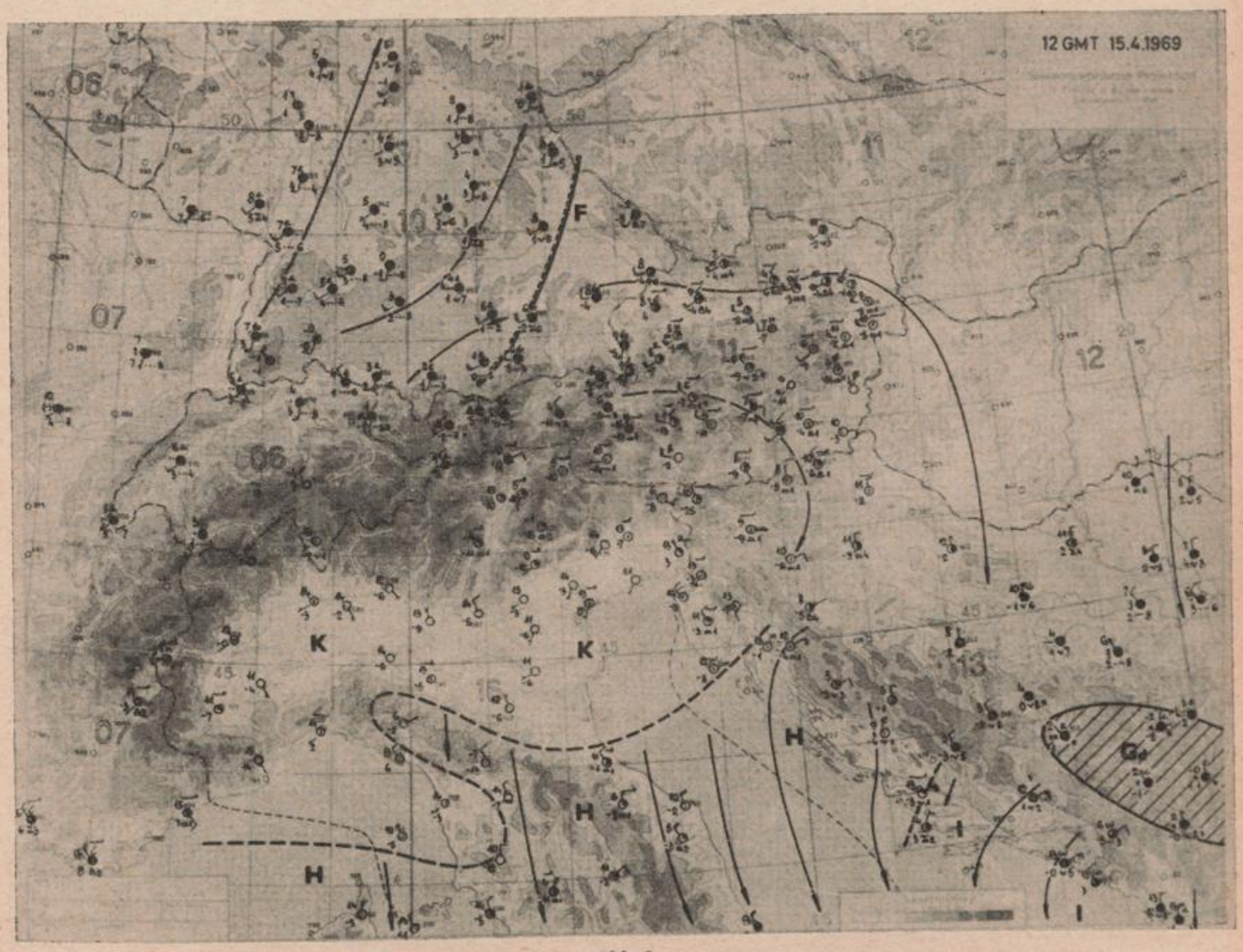


Abb. 6

paten- und Balkanländern (Bukarest, Dezember 1968) haben sich einzelne Forscher aus diesen Ländern verpflichtet, für die entsprechenden Alpentage alle nötigen synoptischen Daten zu sammeln und später zu analysieren. Leider waren wir aus Zeitmangel in dieser Hinsicht nicht genügend tätig. Für die Alpentage vom 11. bis 15. I. 1969 hat aber doch Dr. J. MOLNAR, Tschechoslowakei, die nötigen Daten gesammelt und uns zur Analyse

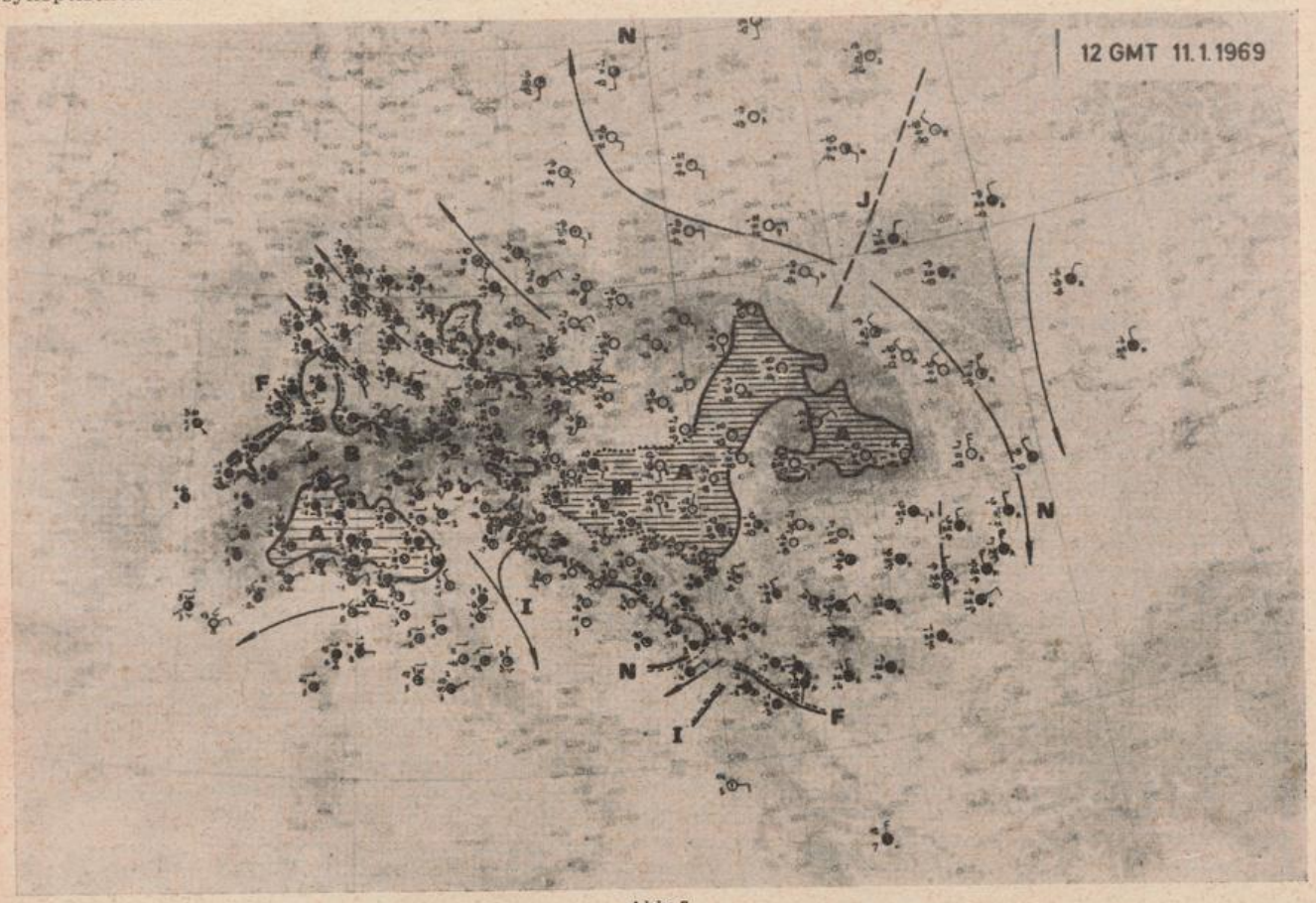


Abb. 7

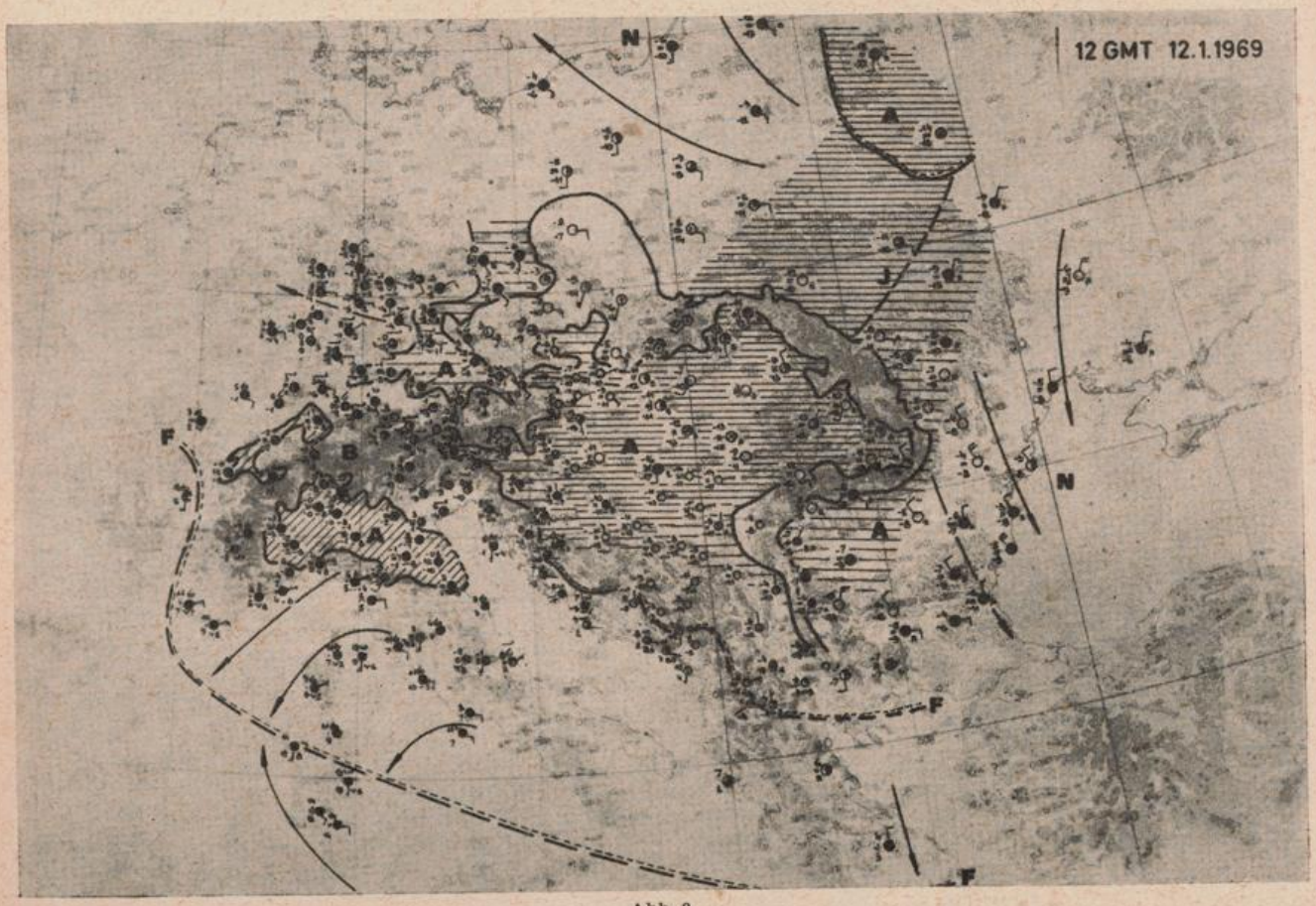


Abb. 8

geschickt. So konnten wir die Wetterentwicklung in dem großen Raum der Alpen, Karpaten und der Balkanhalbinsel während der erwähnten Periode auf Grund der vorhandenen synoptischen Daten analysieren.

Am 11. und 12. (Abb. 7 und 8) herrschte in diesem Gebiet eine kalte antizyklonale Wetterlage mit verschiedenen Kaltluftseen, die besonders am 12. schön ausgeprägt waren. Die kalte Luft strömte gegen die umgebenden, verhältnismäßig warmen Meere.

M. Die nächtliche Abkühlung der bodennahen Luftschichten besonders nach Aufheiterung über Gebieten mit einer Neuschneedecke wirkt sich antizyklogenetisch aus. Analog ergeben sich

N. zyklogentische Effekte bei der Erwärmung kalter Luft über einer warmen Meeresoberfläche.

Diese Effekte sollten sorgfältig untersucht werden.

Die weitere Wetterentwicklung (Abb. 9—11) stand unter dem großen Einfluß einer Zyklone, die sich unserem Gebiet vom Westen näherte. Der Schirokko setzt ein und die Kaltluftmassen erwärmen sich allmählich. Auch in den Gebirgen wird es wärmer und wärmer. Die große Kaltluftmasse zieht aus der Panonischen Tiefebene nach Nordwesten. Auf der Luvseite der Gebirge bedeckt sich der Himmel mit Wolken und bald kommt es zu Niederschlägen, die in Form von Regen oder Schnee fallen. Auf der Leeseite treten Föhnwinde auf. Im Osten stagnieren verschiedene Kaltluftseen. Sie liegen eingekesselt auf den Luvseiten der größeren Gebirge, besonders östlich der Karpaten.

Am Ende der Periode war das Wetter schon unter dem großen Einfluß der vom Westen vorgedrungenen Kaltluft. Im zentralen Teil der Alpen und nördlich davon liegt eine große Kaltluftmasse mit Temperaturen nahe dem Schmelzpunkt.

Wir können noch erwähnen, daß die Wetterlage vom 15. I. 1969 ähnlich war der früher beschriebenen vom 13. April 1969.

Hinsichtlich der beschriebenen Entwicklung soll auch untersucht werden der

O. Mechanismus der Transformation und des Rückzugs der kalten Luft aus der Panonischen Tiefebene sowie Begleiterscheinungen.

Das Luftdruckfeld eines Gebietes ist ständigen Änderungen unterworfen. Diese Änderungen können wir in innere und äußere einteilen. Der Ursprung jener findet sich im betrachteten Gebiet, dieser aber in der umgebenden Atmosphäre.

P. Die Wetterentwicklung im Alpenraum, die durch äußere Einflüsse auf das Luftdruckfeld bedingt ist, sollte gleichfalls Gegenstand unserer systematischen Untersuchungen sein.

4. Schlußbemerkungen

Wir haben in kurzen Zügen die Wetterentwicklung in zwei von den vier Perioden beschrieben und auf Phänome aufmerksam gemacht, die nach unserer Meinung sorgfältig untersucht werden sollten. Das sind Erscheinungen, die in ihrer Gesamtheit das Wetter repräsentieren. So erhalten wir eine natürliche Klassifikation der Wettertypen und der Wetterlagen, und wenn wir eine gute Wettervorhersage und eine gute Vorstellung vom Wetterablauf haben wollen, dann sind wir gezwungen, den hier beschriebenen Weg zu wählen.

Wir empfehlen und schlagen deshalb den Wetterdiensten vor, daß sie solche systematische Untersuchungen in ihren regelmäßigen Dienst einführen. Vielleicht werden wir auf der nächsten Tagung für Alpine Meteorologie von den Vertretern der Dienste aus den Alpenländern in dieser Hinsicht die entsprechenden Berichte hören.


12 GMT 13.1.1969
A
A
A

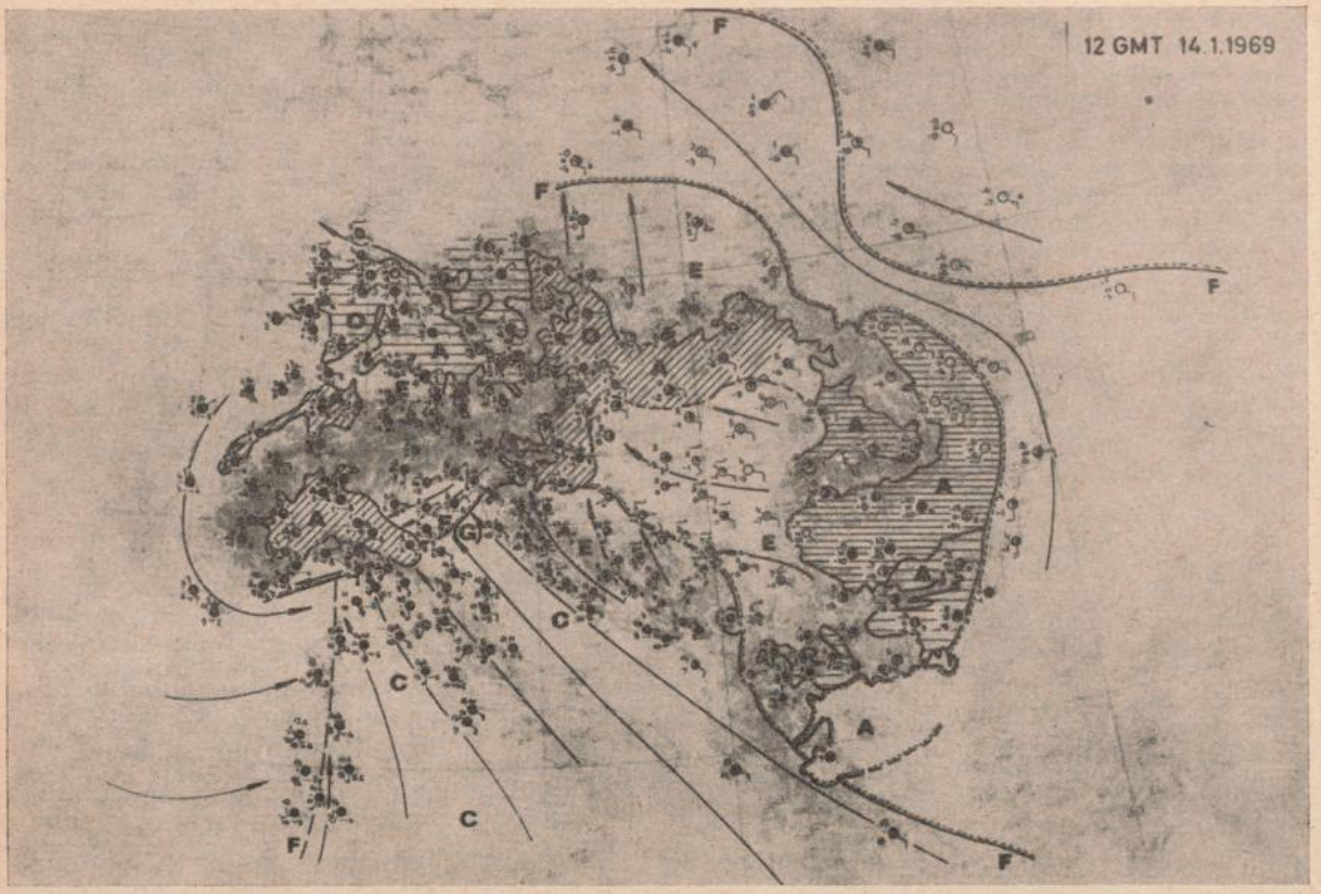


Abb. 10

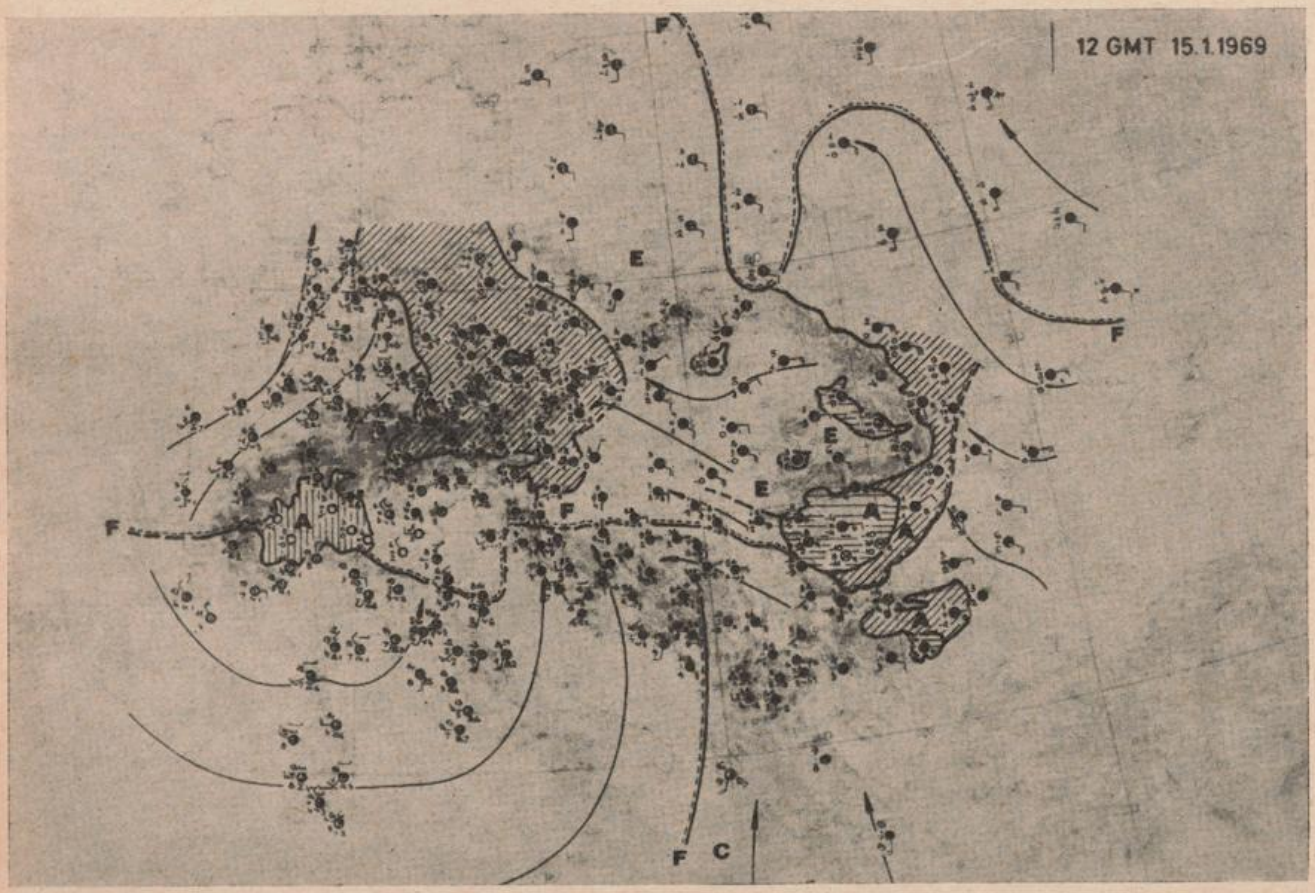


Abb. 11

Es sei mir erlaubt, auch von dieser Stelle aus für die Hilfe bei dieser Arbeit den früher erwähnten Herren der Wetterdienste der Alpen-, Karpaten- und Balkanländer sowie den Technikern des Meteorologischen Instituts der Naturwissenschaftlichen Fakultät in Beograd, Herrn N. OPAČIĆ und Frau D. STOJKOV meinen aufrichtigen Dank auszusprechen.

Diskussionsbemerkungen

H. FLOHN: Die „meso-scale"-Vorgänge können kaum anders erfaßt werden, als durch eine Feinanalyse auf der Grundlage aller erreichbaren Beobachtungsdaten; aus diesem Grund sollte diese Untersuchung auf jeden Fall weitergeführt werden. Will man aber die ungelösten makrosynoptischen Vorhersageprobleme — z. B. Leewellen über Oberitalien, rückläufige Kaltfronten über dem Alpenkörper — in Angriff nehmen, so muß man für die weitere Zukunft eine umfassendere Lösung ins Augen fassen. M. E. gibt es nur eine realisierbare Möglichkeit: die Kombination eines numerischen Vorhersagemodells mit geringer Maschenweite (ca. 50 km) und entsprechender Berücksichtigung der Orographie, eingehängt in ein großräumiges Modell, mit einer Verdichtung des aerologischen Netzes besonders im Inneren der Alpen. Es wird daher vorgeschlagen, für eine Versuchsperiode von einigen Monaten etwa 4—5 inneralpiner Radiosondenstationen einzurichten — selbstverständlich unter Einbeziehung der Bergstationen — und gleichzeitig ein numerisches „meso-scale"-Modell zu formulieren, dessen Randbedingungen von dem existierenden hemisphärischen baroklinen Modell geliefert werden. Erst nach dem Ergebnis der Versuchsperiode kann über die Notwendigkeit eines permanenten Radiosondennetzes im Innern der Alpen entschieden werden.

H. SEBASTIAN: Die „Alpentage" haben offensichtlich zu einer sehr fruchtbaren Zusammenarbeit zwischen den interessierten Ländern bei der Sammlung von Material für die detaillierten Analysen geführt. Andererseits wurden gewisse Schwierigkeiten bei der Organisation weiterer „Alpentage" erwähnt, zu deren Überwindung Professor BOSSOLASCO vorschlug, eine entsprechende Empfehlung an die beteiligten Länder zu richten. Sollten die Beteiligten zu der Ansicht kommen, daß eine Empfehlung im Rahmen der WMO größeres Gewicht gegenüber den angesprochenen Regierungen habe, so würde die Weltorganisation ihre Hilfe hierfür gern zur Verfügung stellen. Das geeignete Forum innerhalb der WMO wäre hierfür die Regional-Assoziation VI (Europa), deren Präsident Herr SCHNEIDER, der Direktor des Schweizer Wetterdienstes ist.

M. ČADEŽ: Die Diskussion war für mich anregend. Sie bestätigt das immer und überall anwesende Bedürfnis nach einer internationalen Zusammenarbeit bei der wissenschaftlichen Analyse der Wetterlagen.

M. E. REINHARDT

DK 551.509.317 : 551.524.77

Aerologische Strukturen am Alpennordrand nach Flugzeugsondierungen

Zusammenfassung

Flugzeugsondierungen in St. Johann/Tirol werden mit Radiosondenaufstiegen in München-Riem verglichen, die Unterschiede der Sondierungen zwischen Flachland und Gebirge werden beschrieben. Die Betrachtung des Energiebetrages der fühlbaren Wärme bei Strahlungswetterlagen bestätigt, daß für das Gebirge eine Korrektur der GOLDschen Werte notwendig ist.

Abstract

Vertikal soundings of temperature and humidity with aircraft in the Alpen Mountains at St. Johann/Tirol are compared with radiosonde ascents at Munich-Riem; the differences between flat country and mountainous region are described. The heating-energy of sensible heat on radiation days requests for the mountains a correction of the „GOLD-squares".

Anläßlich der alljährlich von der Fliegergruppe der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) veranstalteten Segelfliegerlager in St. Johann/Tirol war Gelegenheit gegeben, meteorologische Sondierungen mit dem Motorflugzeug im nördlichen Alpenraum durchzuführen. Für einen Frühaufstieg war vor allem das Interesse der Segelflieger wegen der Prognose der Konvektionsentwicklung des betreffenden Tages gegeben, es war dadurch eine bessere Beurteilung der Streckenflugbedingungen möglich. Die Mittagsaufstiege wurden in Ergänzung zu den Frühaufstiegen vorgenommen, um zusätzliches Material bezüglich der über die Bodenoberfläche umgesetzten Energiemenge an fühlbarer Wärme im Bereich des Gebirgsstockes zu sammeln.

Zwei Punkte sollen aus dem Gesamtprogramm herausgegriffen werden, die mit dem Thema der alpinen Meteorologie besonders verknüpft sind:

1) Vergleich der Gebirgsaufstiege in St. Johann/Tirol mit den Radiosondenaufstiegen im davorliegenden Flachland von München-Riem (Entfernung Luftlinie 90 km).
2) Betrachtung der Aufheizenergie im Gebirge, Vergleich mit dem Flachland; Versuch des Rückschlusses auf die Vertikalschichtung anhand der Entwicklung der Bodentemperatur, insbesondere Vergleich mit den GOLDschen Werten (1).

Für den Vergleich der Vertikalsondierungen von Gebirge und Flachland wurde als Vergleichsgröße die äquivalentpotentielle Temperatur gewählt. Sie wurde mit Rechenprogramm aus Druck, Temperatur und Taupunkt der Radiosonde München-Riem einerseits, aus Druck, Trockentemperatur und Feuchttemperatur des Flugzeugaufstieges in St. Johann andererseits, ermittelt. Als direkter Vergleichswert diente die Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur München-Riem zu St. Johann.

Abb. 1 zeigt dazu als Einzelbeispiel oben die Vertikalschichtung des 28. Mai 1967 mit den Ausgangsdaten des Nacht- bzw. Frühaufstieges sowie des Mittagsaufstieges. Darunter sind die Differenzwerte jeweils für Früh- und Mittagsaufstieg dargestellt. Der Höhenbereich entspricht dem mit dem Flugzeug ausgeflogenen Bereich bis ca. 3 500 m NN.

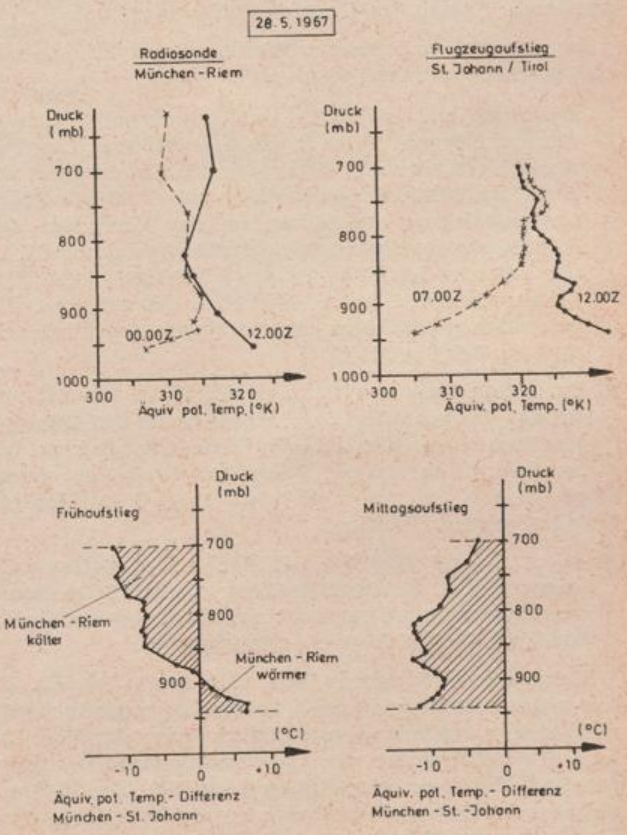


Abb. 1
Vergleich von äquivalentpotentiellen Temperaturen bei Strahlungswetterlagen im Flachland (München-Riem) und im Gebirge (St. Johann/Tirol).

Zur Festellung genereller Merkmale wurden alle Vertikalsondierungen bei ausgewählten Strahlungswetterlagen des Zeitabschnittes 20. Mai bis 6. Juni der Jahre 1967, 1968 und 1969 in einer arithmetischen Mittelung zusammengefaßt. Die aus 18 Doppelaufstiegen gewonnene Differenz der äquivalentpotentiellen Temperatur für Früh- und Mittagsaufstieg ist in Abb. 2 dar-

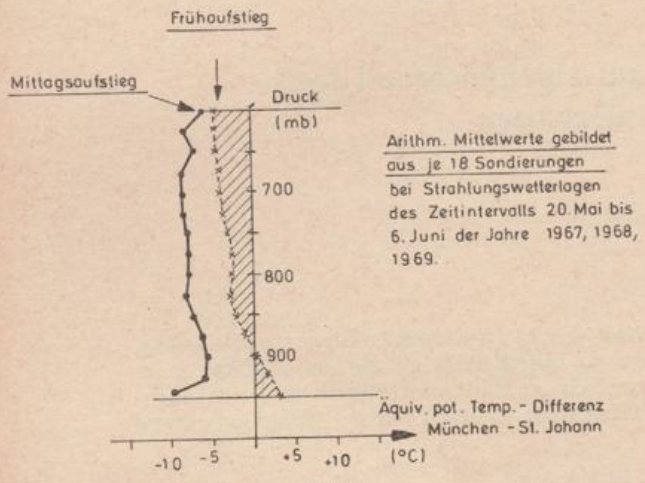


Abb. 2

Vergleich von äquivalentpotentiellen Temperaturen bei Strahlungswetterlagen im Flachland (München-Riem) und im Gebirge (St. Johann/Tirol) an Hand von Mittelwerten für Früh- und Mittagsaufstiege.

gestellt. Trotz sehr unterschiedlicher Schichtung der Einzelaufstiege ist der Verlauf ausgeglichen und zeigt nur in der Höhe bei 600 mb und unmittelbar am Boden im Mittagstemp größere Abweichungen. Letztere stammen vom Einfluß der labilen Grundschicht und unterliegen dem Tagesgang der Konvektion. Die Unsicherheit in der Höhe ist verursacht durch die dort geringer werdende Anzahl der Flugzeugaufstiege.

An allgemeinen Aussagen können aus Abb. 2 folgende Tatsachen entnommen werden:

1) Das Flachland ist nachts in den unteren Schichten (bis ca. 900 mb) wärmer als das Gebirge. Ein Teil dieses Verhaltens ist sicher dem Zeitunterschied der Aufstiege 00.00 Uhr Radiosonde und 07.00 Uhr Flugzeugaufstieg zuzuschreiben, da das Maximum der Abkühlung erst kurz vor Sonnenaufgang auftritt. In den höheren Schichten ist das Flachland bis zu 5° C kälter als das Gebirge. Bei etwa 900 mb sind die äquivalentpotentiellen Temperaturen im Flachland und im Gebirge gleich.

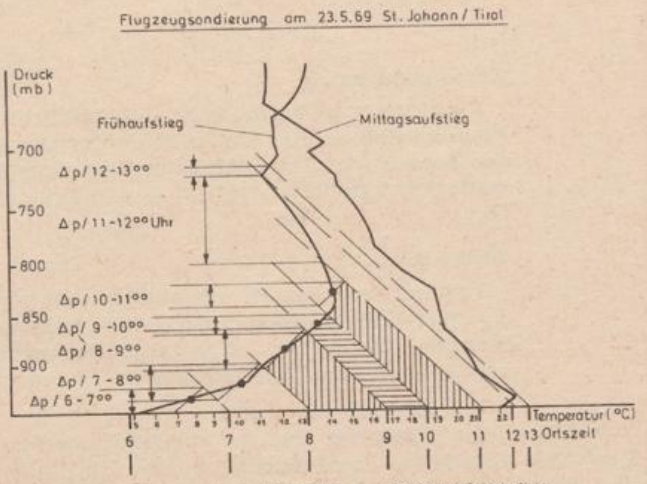
2) Das Flachland ist mittags in der Höhe von 975 mb bis 600 mb im Mittel 6—8 C kälter als das Gebirge. Am Boden zeichnet sich die labile Grundschicht bis zu einer Höhe von ca. 250 m über Grund ab, sie ist am Boden um zusätzlich etwa 3—4° C im Gebirge höher als im Flachland.

3) In ca. 600 mb gleichen sich Früh- und Mittagsaufstieg an, d. h. der Tagesgang verschwindet. Die äquivalentpotentielle Temperatur bleibt jedoch im Flachland um 4—5° C kälter als im Gebirge.

Einige dieser Tatsachen, wie z. B. der in ca. 600 mb sich nicht mehr abzeichnende Tagesgang, erscheinen trivial, andere erscheinen verständlich unter der Vorstellung der Deformation des äquivalentpotentiellen Temperaturfeldes über dem Gebirgsstock. Die Oberflächenstruktur des Gebirges spielt eine besondere Rolle und im Vergleich zum Flachland ist die Höhe des Austauschraumes geringer und das Volumen der Austauschschicht ist durch Gebirgsausfüllung je nach betrachteter Lage und Höhe der Hauptinversion kleiner als im Flachland.

Dies sind sicher auch die wesentlichen Gründe für die Erklärung des zweiten wesentlichen Ergebnisses, das aus den aerologischen Aufstiegen herausgegriffen werden soll, nämlich der stärkeren Erwärmung der Austauschschicht im Gebirge im Gegensatz zum Flachland.

Hierzu ist in Abb. 3 die Erwärmung bzw. Umwandlung von Inversions- bzw. Isothermieschichten für einen einzelnen Strahlungstag dargestellt. Für diesen Tag, wie auch für eine Anzahl weiterer Tage, liegt die Früh- und Mittagssondierung mit dem Flugzeug sowie die Bodenregistrierung von Temperatur und Feuchte in St. Johann vor. Daraus war es möglich, Bodenerwärmung und vom Austausch erfaßte Schichtdicke miteinander zu vergleichen und insbesondere auch die für das Flachland für unsere Breiten z. Z. benutzten GOLDschen Werte vergleichend zu betrachten.



Uhrzeit	Flugmess. / Fläche im Std. Intervall	Erwärmte Schichtdicke St. Johann	Erwärmte Schichtdicke nach GOLD (1)
6-7	60 mm²	30 mb	23 mb
7-8	165	38	19
8-9	345	37	17
9-10	250	26	13
10-11	430	22	11
11-12	414	12	10
12-13	279 mm²	6 mb	9 mb
7 Std.	1943 mm²	161 mb	118 mb im Maximum 127 mb

Abb. 3

Aufheizung von isothermen Schichten durch Sonneneinstrahlung und Umwandlung in trockenadiabatische Schichtung für den Fall eines Strahlungstages im Gebirge.

Aus der Abb. 3 ist z. B. eine erwärmte Schichtdicke von 161 mb Mächtigkeit zu entnehmen, während der GOLDsche Wert bei 118 mb, im Maximum bei 127 mb liegt.

Folgende Schichtdicken wurden an 7 Strahlungstagen in St. Johann gemessen:

Datum:	Schichtdicken (mb)
21. V. 69	137
22. V. 69	160
23. V. 69	155
24. V. 69	150
27. V. 69	155
28. V. 69	150
31. V. 69	142

Die arithmetisch gemittelte Aufheizenergie für das Tagesintervall von 6.00—13.00 Uhr Ortszeit beträgt ca. 290 cal/cm², was der Umwandlung einer ca. 150 mb mächtigen isothermen Schicht in eine trockendiabatische Schicht entspricht.

Die GOLDschen Werte betragen demgegenüber nur 175 cal/cm². Es handelt sich also um einen sehr wesentlichen Differenzbetrag zwischen Flachland und Gebirge, der in der prognostischen Anwendung hinsichtlich Konvektionsausbildung, Auslösetemperaturen, Basishöhen

von Wolken, Maximaltemperaturen usw. berücksichtigt werden sollte.

In Abb. 4 wurde nun der Versuch unternommen, mit den aus den 7 Strahlungstagen gemittelten Energieflächenwerten der stündlichen Intervalle von 06.00 Uhr morgens bis 13.00 Uhr mittags sowie aus dem Verlauf

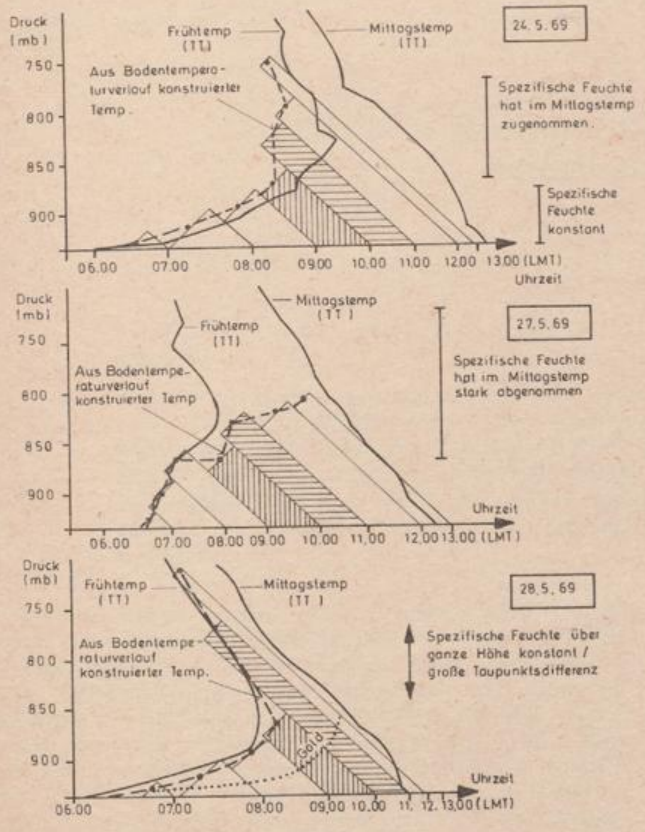


Abb. 4

Konstruierte Vertikalschichtungen aus Verlauf der Bodentemperatur (engl. Hütte) und mittlerer Schichtdickenerwärmung von 150 mb für St. Johann/Tirol.

der Bodentemperatur des betreffenden Tages die aerologische Schichtung bis 700 mb zu rekonstruieren. Für die einzelnen Stundenintervalle wurden an Energiewerten eingesetzt:

Uhrzeit	An fühlbarer Wärme umgesetzter Energiebetrag
6— 7 Uhr	5 cal/cm² Std
7— 8 Uhr	20 cal/cm² Std
8— 9 Uhr	36 cal/cm² Std
9—10 Uhr	46 cal/cm² Std
10—11 Uhr	67 cal/cm² Std
11—12 Uhr	74 cal/cm² Std
12—13 Uhr	48 cal/cm²

Die so gewonnenen Vertikalschichtungen des 24., 27. und 28. Mai sind als typische Beispiele herausgegriffen. Es zeigt sich, daß da, wo der konstruierte Temperaturverlauf steiler war als der gemessene, wie z. B. am 24. V. 70, die absolute Feuchte im gemessenen Mittagsaufstieg zugenommen hatte; bei flacherem Verlauf des konstruierten gegen den gemessenen Aufstieg, wie z. B. am 27. V. 69, war eine starke Abnahme der Feuchte festzustellen. Ein nahezu paralleler bzw. sich deckender Verlauf ergab sich am 28. V. 70; hier war die Feuchte über die ganze Höhe vom gemessenen Frühaufstieg bis zum gemessenen Mittagsaufstieg konstant geblieben bei einer relativ großen Taupunktsdifferenz. Die Abweichungen des konstruierten vom tatsächlichen Vertikalverlauf der Trockentemperatur sind also im wesentlichen auf advektive Änderungen der Vertikalschichtung zurückzuführen.

Eine Anwendung der GOLDschen Energieflächenwerte hätte einen Verlauf der punktiert eingezeichneten Temperatur (Aufstieg am 28. V. 69) erbracht.

Das Ergebnis dieser Betrachtungen ist, daß für aerologische Arbeiten bei Strahlungswetterlagen im nordalpinen Bereich modifizierte GOLDsche Werte der oben angedeuteten Größenordnung für Voraussagen verwendet werden sollten; freilich sind diese Werte weiter statistisch zu sichern, für das ganze Jahr zu erweitern und evtl. auch für die Alpensüdseite zu modifizieren. Interessant wäre hier auch ein Vergleich mit den Bergstationen.

Literatur

(1) GOLD, E.: Maximum day temperatures and the Tephigram. Prof. Notes Meteor. Off., London, Nr. 63 (1933).

F. FLIRI

DK 551.582 : 551.52

Neue klimatologische Querprofile der Alpen — ein Energiehaushalt

Abstract

Using numerous climatic data (period 1931—1960) of cloudiness, sunshine, temperature, snow-cover and precipitation a first estimation of the energy budget is calculated in the middle Alps (Bavaria, Tyrol, Venetia). Some differences of short and long wave radiation and of evaporation are observed. Their change is shown in diagrams based on a calculation with steps of 30 to 30 km in the north-south-profile and 250 to 250 m in the height using the normal values of F. SAUBERER and I. DIRMHIRN (for radiation) and W. WUNDT (for evaporation).

Seit mehreren Jahren befaßt sich der Verfasser mit einer Neubearbeitung der Klimatographie des mittleren Alpenraumes mit dem Kernstück Tirol. Dies scheint auch insoferne sinnvoll, als angesichts der politischen Grenzen bei den bekannt verschiedenen Beobachtungs-, Auswerte- und Veröffentlichungsgebräuchen eine einheitliche Darstellung von amtlicher Seite nicht zu erwarten ist. Die Arbeit erstreckt sich auf den Raum zwischen Arlberg im Westen und Sonnblick im Osten bzw. Hohenpeißenberg im Norden und Venedig im Süden, insgesamt über eine Fläche von rund 60 000 km², die als solche auch auf den Klimakarten des Atlas von Tirol im Maßstab 1 : 600 000 dargestellt ist.

Für diesen Raum wurden die hauptsächlich von seiten der Klimadienste der Alpenstaaten vorliegenden Daten gesammelt, möglichst einheitlich bearbeitet und reduziert und die Ergebnisse in der üblichen Form für eine Klimabeschreibung bereitgestellt. Bekanntlich pflegen alle Klimaelemente mehr oder weniger in Beziehung zum Relief der Alpen zu stehen, was sich in einer größeren oder kleineren statistischen Abhängigkeit von der Seehöhe und von der Entfernung vom Alpenrand äußert. Es lag daher nahe, diese Abhängigkeit näher zu untersuchen, d. h. also die Klimawerte als abhängige Variable den unabhängigen Variablen Seehöhe und Randentfernung zuzuordnen. Mit diesem Verfahren war zugleich eine gewisse Überprüfung der Glaubwürdigkeit der vorher berechneten Durchschnittswerte verbunden. Damit konnten aber in einem Zuge für diese Klimaelemente neue Profile bestimmt werden, die ihre Veränderung in einem Durchschnittsmeridian mit Entfernung und Seehöhe erkennen lassen. Die Originalberechnungen und graphischen Auswertungen wurden dabei in Höhenstufen von 250 zu 250 m sowie in Entfernungszonen von 30 zu 30 km — jeweils von beiden Rändern aus gezählt — vorgenommen.

Nach Abschluß dieser klimastatistischen Arbeiten war es ebenso naheliegend, eine gewisse Gesamtprüfung der neuen Daten auf ihre Glaubwürdigkeit vorzunehmen. Dies soll in diesem Beitrag mit Hilfe einer Schätzung des Energiehaushaltes gezeigt werden, für den ja alle wichtigen Klimadaten ihren besonderen Beitrag zu leisten haben. Die Kenntnis des Haushaltes selbst ist allerdings eine entscheidende Voraussetzung zum Verständnis regionaler klimatischer Besonderheiten im Alpenraum überhaupt.

Wir dürfen mit einer gewissen Vereinfachung von der Voraussetzung ausgehen, daß der Energiehaushalt über einen größeren Zeitraum hinweg (hier werden 30jährige Durchschnitte verwendet) ausgeglichen ist und daß einige Energieströme eine nur untergeordnete Rolle spielen und daher vernachlässigt werden können. So wird in der Folge angenommen, daß Energiezufuhr in Form von Kondensationswärme keine Rolle spielt und — womit man vielleicht weniger einverstanden sein kann — daß der Massenaustausch ausgeglichen ist, sich also Zufuhr und Abfuhr von Wärme mit den Winden im Jahresmittel und langfristig die Waage halten.

Unter diesen Annahmen können wir von der Wärmehaushaltsgleichung ausgehen: $I + H + G - R - B - V = 0$. Die Größen der Gleichung wurden wie folgt bestimmt. Die *Globalstrahlung* (= direkte Sonnenstrahlung I + Himmelsstrahlung H) ist abhängig von der geographischen Breite (die im Alpenquerprofil nicht mehr vernachlässigt werden kann), von der Seehöhe und von der Bewölkung. Hierzu wurde für 109 Orte die durchschnittliche Bewölkung nach Jahreszeiten bestimmt und dann an Hand der von F. Sauberer und I. Dirmhirn in der Klimatologie von Österreich veröffentlichten Richtwerte die Globalstrahlung in den vier Jahreszeiten ermittelt, woraus die Jahressumme abgeleitet wurde.

Auch die atmosphärische *Gegenstrahlung* G ist abhängig von der Seehöhe und vom Bewölkungsgrad und auch zu ihrer Bestimmung konnten die entsprechenden Richtwerte von F. Sauberer und I. Dirmhirn verwendet werden. Auch diese und alle folgenden Rechengänge erfolgten getrennt nach Jahreszeiten.

Die *Reflexstrahlung* R (= reflektierte Globalstrahlung) muß bestimmt werden, um den nicht reflektierten und allein am Boden umgesetzten Teil der kurzwelligen Globalstrahlung zu erfassen. Hier lag eine besondere Schwierigkeit für die Schätzung, da weder die regionale noch die jahreszeitliche Verteilung der Albedo bekannt ist. Da jedoch zweifellos die Schneebedeckung eine entscheidende Rolle spielt und bei Schneefreiheit das Verhältnis von Wald zu waldfreien Flächen, wurde eine

Schätzung vorgenommen. Dazu wurde für schneebedeckte Flächen eine durchschnittliche Albedo von 70% angesetzt, für schneefreie eine solche von nur 10%. Um mit diesen Werten für jeden Profilpunkt die durchschnittliche Gesamtalbedo in den Jahreszeiten bestimmen zu können, wurde für 511 Orte in der Periode 1931—1960 der jahreszeitliche Gang der Häufigkeit der Schneebedeckung ermittelt. So konnte schließlich für die Jahreszeiten die Zerlegung der Globalstrahlung in Reflexstrahlung und nicht reflektierten Teil vorgenommen werden.

Die langwellige *Ausstrahlung* der Oberfläche ($= s \cdot T^4$) wurde aus der obigen Gleichung als Restglied (B) bestimmt und dann mit der Lufttemperatur (Maximum-Minimum-Mittel des Jahres, berechnet aus Monatsmitteln) verglichen. Hierfür standen Temperaturbeobachtungen von 226 Orten zur Verfügung.

Die *Verdunstungswärme* V der Gebietsverdunstung wäre aus dem Wasserhaushalt, also durch Vergleich von Niederschlags- und Abflußmessungen abzuleiten gewesen. Da sich der Verfasser dazu nicht mehr imstande sah, begnügte er sich für die vorliegende Schätzung mit den von WUNDT (2) angegebenen Werten. Die Gebietsverdunstung wird demnach näherungsweise bestimmt durch die jährliche Lufttemperatur und den Jahresniederschlag. Außer den oben genannten Temperaturstationen standen hierfür 1090 Niederschlagsmeßstellen mit ihren Normalwerten zur Verfügung. Bei der Umrechnung der Gebietsverdunstung in Verdunstungswärme wurde der runde Wert von 600 cal/g benutzt.

Im ganzen standen somit für die vorliegende *Energiebilanz* im Querprofil der Alpen in Tirol Beobachtungen von 109 Orten für die Bewölkung, von 511 Orten für die Schneebedeckung, von 226 für die Lufttemperatur und von 1090 für den Niederschlag zur Verfügung. Fast immer war die Reduktion auf die Reihe 1931—1960 möglich. Fehlerhafte Werte (z. B. Strahlungsfehler bei Maximumtemperatur, Schneedeckenangaben usw.) wurden vor ihrer Weiterverwendung dadurch ausgeschieden, daß alle Daten nach Entfernungszonen geordnet in Beziehung zur Seehöhe gebracht wurden. Hierfür wurde eine elektronische Zeichenmaschine eingesetzt. Schließlich wurden alle Energiebeträge einheitlich in cal/cm²/Jahr gerechnet. Die Ergebnisse werden hier in Diagrammen und in Tabellen gezeigt, wobei Abrundungen auf 1000 cal/cm²/Jahr vorgenommen werden, so daß da und dort geringfügige Rundungsfehler vorhanden sind.

Da zur Schätzung der Global- und Gegenstrahlung die Kenntnis der Bewölkung notwendig ist, soll ihre Verteilung zunächst behandelt werden. An ihrer Stelle wird in Abb. 1 die *relative Sonnenscheindauer* gezeigt. Die

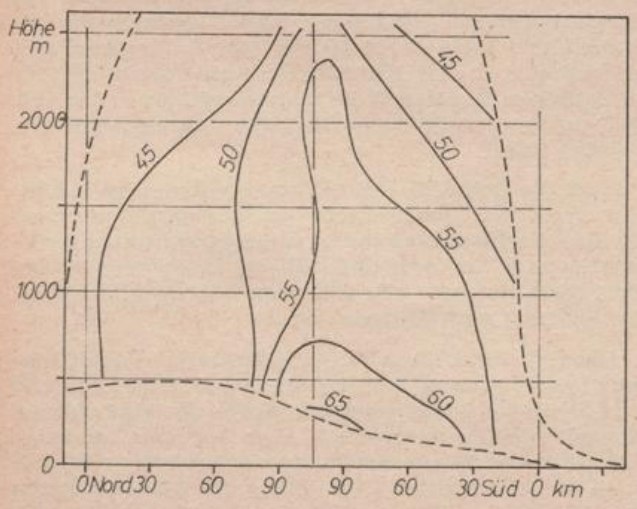


Abb. 1
Relative Sonnenscheindauer (Prozent der örtlich maximal möglichen Dauer) im Querprofil der Alpen in Tirol (Jahresmittel).

Werte wurden zum Teil mittels unmittelbarer Beobachtung, zum Teil aus Bewölkungsschätzungen unter Berücksichtigung des bekannten Jahresganges der Summe von Bewölkung und Sonnenschein bestimmt. Die Verteilung zeigt eine überraschend starke Zunahme der Besonnung von den Rändern weg einwärts, wobei die höchsten Werte in der Zone zwischen 90 km Nord und 90 km Süd, also knapp südlich des Alpenhauptkammes, im Vinschgau und um Brixen, beobachtet werden. Die Besonnung nimmt mit der Höhe ab, und zwar im Norden weniger als im Süden, da im Norden die Bewölkung schon in der Niederung reichlicher ist. Im Zentralraum scheint erst oberhalb 2 000 m eine allerdings dann raschere Abnahme der Besonnung einzutreten, was sicher mit der sommerlichen Konvektivbewölkung zusammenhängt. Die Gesamtverteilung ist deutlich asymmetrisch, wobei der Süden etwas begünstigt erscheint. Selbstverständlich steht diese Verbreitung der Besonnung bzw. Bewölkung nur statistisch am Anfang der Haushaltsrechnung, nicht aber im klimatologischen Sinne ursächlich. Vielmehr ist dieses Besonnungsprofil selbst das Ergebnis der Auswirkung der jahreszeitlich wechselnden Witterungslagen, auf die hier nicht eingegangen wer-

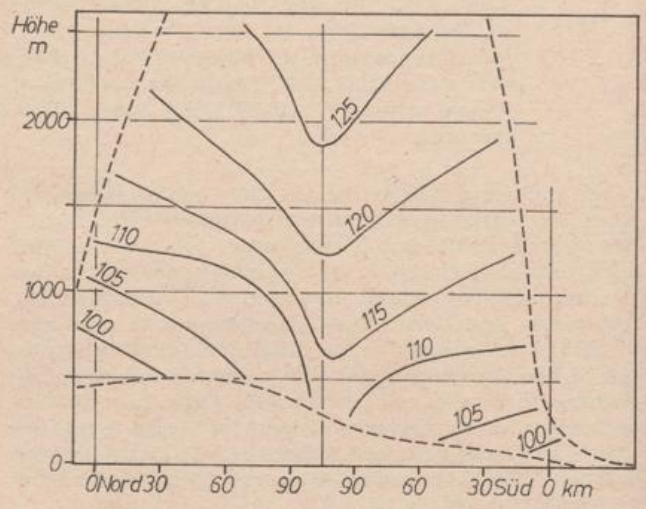


Abb. 2
Globalstrahlung (1000 cal/cm²/Jahr) im Querprofil der Alpen in Tirol.

den kann, die jedoch bekanntermaßen in den meisten Fällen eine Begünstigung für den Zentralraum gegenüber den Rändern bedeuten.

Der nächste Schritt gilt der *Globalstrahlung* (Abb. 2). Den von SAUBERER und DIRMHIN (1) angegebenen Richtwerten ist zu entnehmen, daß die Globalstrahlung mit der Höhe zunimmt, mit steigender Bewölkung jedoch abgeschwächt wird. Dabei sei darauf hingewiesen, daß für die Gesamtstrahlung des Jahres von vorneherein Bewölkung und Sonnenschein im Winter keine sehr große Rolle spielen können, während die Konvektivbewölkung der warmen Jahreszeit voll ins Gewicht fällt. Somit haben Höhe und Bewölkung im Jahresgang wechselnde Bedeutung. Das Zusammenspiel von beiden Variablen ergibt die in Abb. 2 sichtbare Verteilung. Die geringere Bewölkung im inneralpinen Gebiet setzt sich dabei in allen Höhen entscheidend durch und so ist hier die Gesamtstrahlung erheblich höher als im Norden und Süden. Diese Bevorzugung beträgt in geringen bis mittleren Höhen rund 15 000 cal/cm²/Jahr gegenüber dem nördlichen und etwa die Hälfte davon gegenüber dem südlichen Alpenrand. Erst mit zunehmender Höhe gleichen sich diese Gegensätze aus.

Ein Teil der Globalstrahlung wird am Boden und von der Vegetation reflektiert. Wie zur Bestimmung dieser *Reflexstrahlung* verfahren wurde, ist oben bereits beschrieben. Hier werden die Profile der Schneehäufigkeit nicht wiedergegeben. Sie lassen jedoch im gesamten

Jahresgang etwa dieselbe Asymmetrie erkennen, wie sie schon bei der relativen Sonnenscheindauer auftrat. Der Zentralraum ist meistbegünstigt, doch sind die Unterschiede zum Südrand geringer. Am häufigsten Schnee liegt in allen Monaten im Norden, so daß die Albedowerte dort ansteigen. Zur Berechnung der durchschnittlichen jährlichen Albedo wurden zuerst die Anteile von Reflexstrahlung und nichtreflektierter Globalstrahlung in den Jahreszeiten ermittelt, addiert und dann zur Berechnung der Jahresalbedo verwendet, die in Abb. 3 gezeigt wird. Ein Gebiet sehr geringer Albedo (unter 15%) reicht aus dem südlichen Alpenvorland durch die tief eingeschnittenen Täler bis an den Südfuß des Alpen-

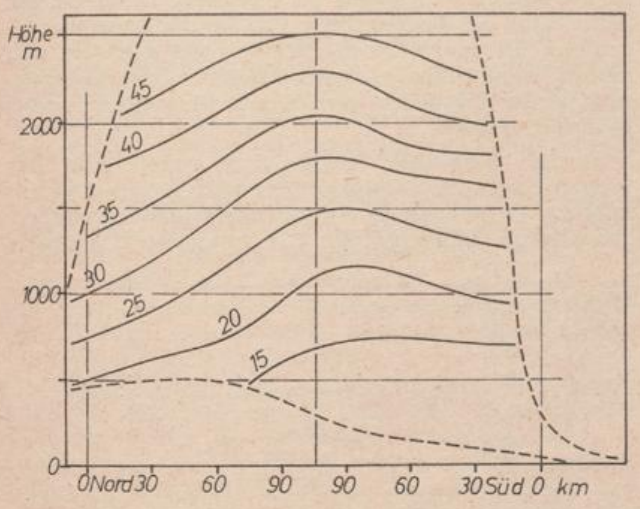


Abb. 3
Durchschnittliche jährliche Albedo der Globalstrahlung im Querprofil der Alpen in Tirol.

hauptkammes. In mittleren und größeren Höhen zeichnet sich jedoch ein Vorteil des Raumes von Südtirol selbst gegenüber dem Süden ab, der in gleichen Höhen im Winter und Frühling häufiger und mehr Schnee erhält. Es muß letztlich für den gesamten Energiehaushalt im Querprofil entscheidend bleiben, daß im Zentralraum von Südtirol noch in 1 500 m Höhe eine so niedrige Albedo vorhanden ist, wie sie im Alpennordrand bereits 750 m tiefer, am Alpensüdrand 250 m tiefer anzutreffen ist. Berücksichtigen wir für jeden Punkt des Profilfeldes diese Albedowerte, so kommen wir zu dem in Abb. 4 festgehaltenen Verteilungsbild der *nichtreflektierten Globalstrahlung.*

Stärkere Globalstrahlung und geringere Albedo im Kerngebiet von Südtirol führen zusammen zu einem

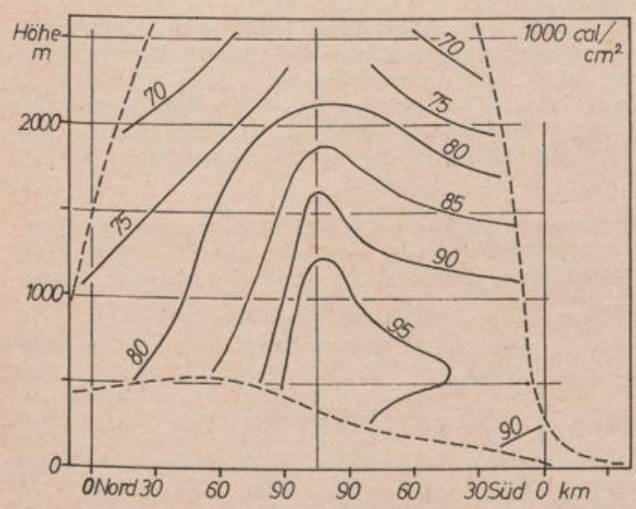


Abb. 4
Nichtreflektierte Globalstrahlung (Jahr) im Querprofil der Alpen in Tirol.

recht eindrucksvollen Betrag der am Boden umsetzbaren kurzwelligen Strahlung. Bis in rund 1200 m Höhe wird in diesem Raum eine Jahressumme von 95 000 cal/cm² überschritten, während am Alpensüdfuß die Werte unter 90 000, am Nordfuß unter 80 000 cal/cm² bleiben. Mit zunehmender Höhe erfolgt ein gewisser Ausgleich gegenüber dem Süden, nicht aber zum Norden, wo im 2000-m-Niveau immer noch um 13 000 cal/cm²/Jahr weniger angeboten werden. Die überall sichtbare Abnahme der nichtreflektierten Globalstrahlung mit zunehmender Höhe war wegen der Zunahme der Schneebedeckungshäufigkeit bei den gegebenen Albedowerten zwangsläufig zu erwarten.

Außer der kurzwelligen nichtreflektierten Globalstrahlung gelangt auch die langwellige atmosphärische *Gegenstrahlung* am Boden zum Umsatz, wobei deren Albedo so klein ist, daß sie hier vernachlässigt werden kann. Ihr Betrag hängt in erster Linie vom Wasserdampfgehalt der Luft ab und da dieser mit der Höhe abnimmt, muß die Gegenstrahlung ebenfalls abnehmen, während anderseits stärkere Bewölkung sie vergrößert. Wie Abb. 5 zeigt, ist der Gewinn an Gegenstrahlung damit am nördlichen Alpenrand am größten, am Alpensüdrand mittelmäßig und im Zentralraum am kleinsten. Damit ergibt sich für die gesamte kurz- und langwellige Einstrahlung, die am Boden umgesetzt wird, eine verschiedene Struktur im Querprofil. In Prozent ausgedrückt, verhalten sich kurzwellige nichtreflektierte Global- zur langwelligen Gegenstrahlung am Alpennordrand wie 26:74, am Südrand wie 30:70 und in Südtirol wie 31:69, wobei sich die Gesamtumsätze auf 309 000, 317 000 und 319 000 cal/cm²/Jahr belaufen.

Von dieser nun am Boden oder der sonstigen Oberfläche verfügbaren Gesamtenergie wird ein beträchtlicher Teil zur *Verdunstung* von Wasser verwendet, also in latente Wärme übergeführt. Zur Schätzung der Gebietsverdunstung nach WUNDT (2) ist die Kenntnis der Jahreswerte von Lufttemperatur und Niederschlag notwendig. Sie werden in Tab. 1 mitgeteilt.

Tab. 1

Jahresmittel von Lufttemperatur und Niederschlagsmenge im Querprofil der Alpen in Tirol

Höhe	Entfernung vom Alpenrand in km						
m	0-30	30-60	60-90	90-90	60-90	30-60	0-30
	Nord			Mitte			Süd
	Lufttemperatur (Maximum-Minimum-Mittel) ° C						
2000	1,3	1,7	2,1	2,5	2,2	2,4	1,7
1500	4,0	4,4	4,9	6,2	4,8	5,0	4,8
1000	6,2	6,6	7,5	7,9	7,6	7,4	7,7
500	8,4	8,6	9,5	10,4	10,3	10,2	10,3
0	.	.	.	12,8	12,9	12.9	13,0
	Niederschlagsmenge mm						
2000	.	1750	1410	980	1210	1550	.
1500	1970	1510	1150	850	1070	1450	1780
1000	1470	1270	1020	760	980	1330	1700
500	1360	1070	940	700	850	1170	1620
0	.	.	.	680	760	980	1200

Die Verteilung der *Lufttemperatur* (Maximum-Minimum-Mittel) zeigt die bekannte Hebung der Isothermen im zentralalpinen Raum, die angesichts der berechneten höheren Einstrahlung ohnehin zu erwarten war. Auf gleiche Höhen bezogen, ist es im Norden im Durchschnitt am kühlsten, während der Zentralraum zwar nicht in der Niederung, aber in mittleren Höhen einen geringfügigen Vorsprung gegenüber dem Südrand hat.

Die Verteilung der *Niederschlagsmenge* läßt die überaus große Trockenheit des Kerngebietes erkennen, die

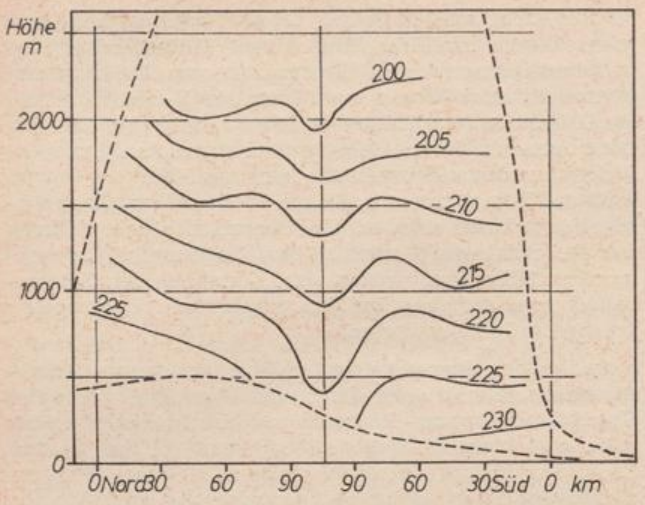


Abb. 5
Durchschnittliche atmosphärische Gegenstrahlung (1000 cal/cm²/Jahr) im Querprofil der Alpen in Tirol.

vor allem im Winter, weniger im Sommer ausgeprägt ist. Damit ist im Zentralraum zwar die Wärme, nicht aber das Wasser vorhanden, um größere Beträge der Gebietsverdunstung zu ermöglichen. Nach den von W. WUNDT angegebenen Werten führt jede Erhöhung der Jahrestemperatur und Vermehrung des Jahresniederschlags zum Anwachsen der Gebietsverdunstung. Da nun laut obiger Tab. 1 der Alpensüdrand mehr Wärme und auch mehr Niederschlag hat, müßte dort die Verdunstung am größten sein. Die Durchrechnung des Wärmehaushalts hat jedoch gezeigt, daß dann soviel Wärme für Verdunstung verbraucht würde, daß viel weniger für die langwellige Ausstrahlung übrigbleiben müßte, daß also die Oberflächentemperaturen tiefer sein müßten, sogar geringer als die Lufttemperatur, was der Erfahrung widerspricht.

Es ist daher anzunehmen, daß die von W. WUNDT angegebenen Richtwerte für das südalpine Gebiet unterhalb 750 m Höhe nicht gelten. Dies ist auch verständlich, da hier der Niederschlag eine andere Struktur aufweist als im Norden und in der Mitte. Hier fällt eine größere Jahresmenge des Niederschlags an weniger Tagen, der Abfluß muß somit größer sein und wahrscheinlich verhindern auch die geologisch bedingten Bodenverhältnisse, daß genügend Wasser an der Oberfläche bereitgestellt wird.

In der Abb. 6, die die Verteilung der Gebietsverdunstung darstellt, wurden daher im fraglichen Gebiet bereits Abschläge berücksichtigt, die gegen Süden hin zu-

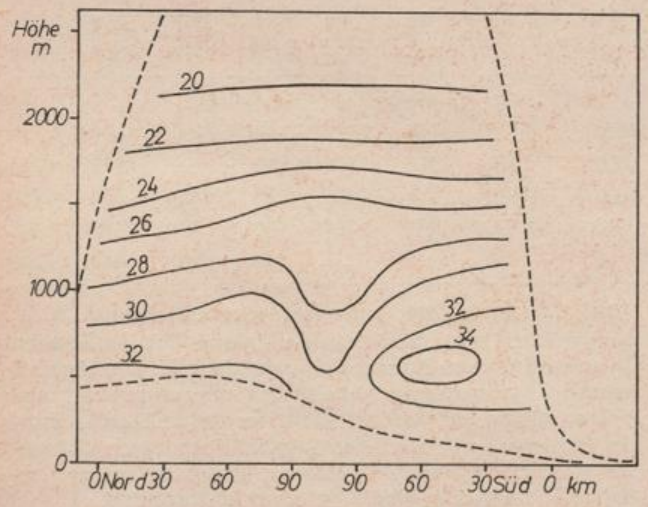


Abb. 6
Durchschnittliche Verdunstungswärme (1000 cal/cm²/Jahr) im Querprofil der Alpen in Tirol.

nehmen und bis zu 20 cm/Jahr betragen. Die Verdunstung selbst wird im Diagramm in cal/cm²/Jahr angegeben, wobei die Umrechnung mit dem runden Wert von 600 cal/g Wasser erfolgte. Das Profil läßt gegen Süden eine leichte Zunahme der Verdunstung erkennen, in die als Unstetigkeit eine sehr bedeutende Abnahme im Zentralraum eingeschaltet ist. Dieser Abnahme steht eine ebenso bezeichnende Zunahme im niederschlagsreicheren Streifen um 60 km/Süd gegenüber, die auch nach der oben erwähnten Kürzung reell erscheint.

Subtrahieren wir nun die für Verdunstung verbrauchte Wärme von den Beträgen der gesamten kurz- und langwelligen wirksamen Einstrahlung (= Summe von Abb. 4 und 5), so erhalten wir jene Restwärme, die zur Aufheizung des Bodens dient. Da sich die Bodentemperatur in der langjährigen Periode nicht geändert hat, muß dieselbe Wärmemenge als langwellige Ausstrahlung wieder abgegeben worden sein. Diese Summe wird in Abb. 7 gezeigt.

Da die langwellige Ausstrahlung proportional der vierten Potenz der absoluten Oberflächentemperatur ist, muß das Profil zugleich ein Bild der Bodentemperaturverhältnisse widerspiegeln. Die Drängung der Linien

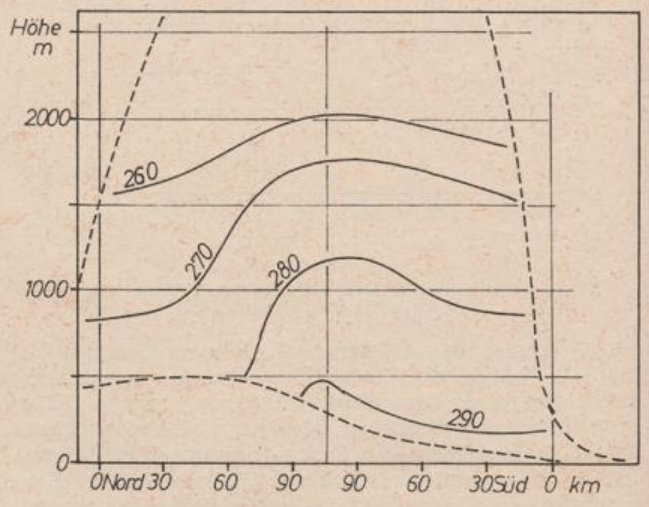


Abb. 7
Durchschnittliche Verteilung der langwelligen Ausstrahlung (1000 cal/cm²/Jahr) im Querprofil der Alpen in Tirol.

im obersten Höhenbereich mag dabei wohl nicht reell sein und ist beim Mangel an zuverlässigen Beobachtungen aller Art in diesem Gebiet erklärbar. Im übrigen zeigt sich einmal mehr die bereits mehrfach erwähnte Asymmetrie im Querprofil mit der darin enthaltenen Sonderstellung des inneralpinen Tirol.

Es ist nun naheliegend, aus den in Abb. 7 festgehaltenen Ausstrahlungssummen die Oberflächentemperaturen selbst zu berechnen und diese dann mit der Lufttemperatur zu vergleichen. Die dabei auftretenden Differenzen (Bodentemperatur im Jahresmittel stets über der Lufttemperatur) sind in Tab. 2 enthalten.

Tab. 2

Differenzen der aus der Wärmebilanz ermittelten Oberflächentemperatur und der Lufttemperatur (Maximum-Minimum-Mittel) im Querprofil der Alpen in Tirol

Höhe	Entfernung vom Alpenrand in km						
m	0-30	30-60	60-90	90-90	60-90	30-60	0-30
	Nord			Mitte			Süd
2000	.	1,0	2,3	3,2	3,0	2,2	.
1500	1,4	1,6	3,2	2,1	4,6	3,6	3,0
1000	1,1	1,2	1,6	3,4	3,3	3,7	3,6
500	1,0	1,0	1,2	2,5	2,1	0,9	0,8
0	.	.	.	0,6	0,5	0,5	0,4

Es ist nur beschränkt möglich, die hier sichtbaren Differenzen als Kontrollgrößen zu verwenden, da wir über die oberflächennahen Bodentemperaturen nur durch verhältnismäßig wenig Meßreihen unterrichtet sind. Nach den von ECKEL (3) in der Klimatologie von Österreich mitgeteilten Werten beträgt der Überschuß der Boden- über die Lufttemperatur im Jahresmittel in Fussach (Vorarlberg) 0,4°, in Innsbruck 1,6°, in Pertisau 1,4°, in Rinn 1,7°, im Alpengarten auf dem Patscherkofel jedoch 3,8° und in Obergurgl 3,1°. Für Padua ergab sich ein Wert von 0,4°. Die Zunahme dieser Differenzen mit der Höhe ist sicher reell, und angesichts der in diesem Beitrag gezeigten Strahlungsverhältnisse besteht kaum ein Zweifel, daß der Überschuß in gleichen Höhen des zentralalpinen Raumes ebenfalls größer ist als am Rande. Bei der Beurteilung obiger Werte muß wahrscheinlich noch ein Abzug von einigen Zehntelgrad vorgenommen werden, da z. B. in Innsbruck die Maximum-Minimum-Mitteltemperatur des Normaljahres 1931—1960 um 0,3° über der aus Terminmitteln gewonnenen Größe lag.

Die durchgeführte Berechnung des Energiehaushalts bietet keine Gewähr, daß im Ansatz und Rechengang alle Fehler vermieden worden sind. Diese Fehler oder unberücksichtigten Größen müßten sich jedoch sehr weitgehend gegenseitig aufheben, so daß am Ende das hier gezeigte glaubwürdige Ergebnis zustandekommt. Wenn man an die große Zahl der in die Rechnung eingegangenen Daten denkt, muß eine nur zufällig in Richtung auf das Ergebnis hin auftretende Kompensation größerer Fehler als sehr unwahrscheinlich betrachtet werden. Die der Schätzung zugrundegelegten Klimadaten dürften ziemlich gut den Tatsachen entsprechen, da z. B. in mittleren Höhen am Alpenhauptkamm eine Veränderung der Bewölkung um 10% bereits eine Veränderung der Globalstrahlung um 9 800 cal/cm²/Jahr und eine solche der Gegenstrahlung von 5 800 cal/cm²/Jahr bewirkt, die Bilanz sich also dabei um 4 000 cal/cm²/Jahr ändert. Eine Verringerung der Schneehäufigkeit um 10% im Winter und um je 5% im Frühling und Herbst würde die Globalstrahlung um rund 2 400 cal/cm²/Jahr hinaufsetzen.

Eine nach Meinung des Verfassers beträchtliche Unsicherheit besteht hinsichtlich der Verdunstung. Hier sind wohl nur eingehende Untersuchungen des Wasserhaushaltes zum Ziele führend, wofür freilich zahlreiche Niederschlags- und Abflußmessungen verfügbar wären.

Die in diesem Beitrag gezeigte Verteilung der Wärmebilanz muß sich im übrigen auch in regional und zeitlich verschiedenen Erscheinungen des Energieaustausches über den Massentransport äußern. Eine witterungsklimatologische Untersuchung hierzu hat z. B. ergeben, daß der Anteil der strahlungsreichen Hochdrucklagen am gesamten Windweg in Bozen 62% beträgt gegenüber nur 50% in Padua und 41% in Innsbruck, jeweils bei denselben Witterungslagen. An den Rändern spielt die Zyklonalität, im Zentralraum die Antizyklonalität, die Hauptrolle für die Durchlüftung der Täler. Das bisher wissenschaftlich so ausgiebig behandelte Problem der tagesperiodischen Gebirgswinde gewinnt somit erneut Interesse in Hinblick auf den tages- und jahresperiodisch mit bewegter Luft erfolgenden Energietransport. Ebenso spielt die strahlungsbedingte Konvektion im Zentralraum eine größere Rolle für den Niederschlag, wie die örtlich auftretenden positiven Korrelationskoeffizienten von Temperatur und Niederschlagsmenge im Gegensatz zu negativen Koeffizienten an den Alpenrändern zeigen.

Literatur

(1) SAUBERER, F.; I. DIRMHIRN: Klimatologie von Österreich. 1. Lfg.: Das Strahlungsklima. Wien 1958.

(2) WUNDT, W.: Gewässerkunde. Berlin 1953.

(3) ECKEL, O.: Klimatographie von Österreich. 2. Lfg.: Bodentemperatur. Wien 1960.

Diskussionsbemerkung

H. FLOHN: Ich möchte vorschlagen, einmal mit Hilfe der von BUDYKO verwendeten Beziehung die direkte Ausstrahlung unmittelbar über die Lufttemperatur zu bestimmen, und dann das Glied U_L (Umsatz fühlbare Wärme Boden-Luft) — das m. E. keinesfalls vernachlässigt werden sollte — als Restglied zu bestimmen.

H. C. KORFF

DK 551.52

Messungen zum Wärmehaushalt in den äquatorialen Anden

Zusammenfassung

Im Juli 1965 wurden 12 Tage lang an einer Station in den äquatorialen Anden die einzelnen Größen des Wärmehaushaltes bestimmt. Der Meßort war dabei so ausgewählt worden, daß die mittleren Jahreswerte von Temperatur und Niederschlag dort denjenigen in Mitteleuropa entsprechen. In der folgenden Arbeit werden die Ergebnisse dieser Untersuchung mitgeteilt. Ferner wird versucht, durch Vergleich der Klimafaktoren der Meßperiode mit den langjährigen Reihen des Ecuadorianischen Wetterdienstes die gefundenen Werte räumlich und zeitlich zu verallgemeinern.

Abstract

For 12 days in July 1965 the heat-balance was measured at a station in the Andes near the equator. The annual mean conditions of temperature and precipitation at that place were similar to those found in Central Europe. In the present paper the result of this investigation is given. In addition the attempt is made to generalize the received values by comparison between the climatic factors during the period of observation and the longtime series of the Ecuadorian Meteorological Service.

Nach Abschluß einer längeren Untersuchung im tropischen Tiefland erschien es uns reizvoll, einmal eine orientierende Messung unter äquatorialen Bedingungen durchzuführen, jedoch in einem Klimabereich, der dem mitteleuropäischen weitgehend entspricht. Dieser liegt in den ecuadorianischen Anden in der Höhe der Páramos, die sich von der Baumgrenze bis zur Frostschutzzone erstrecken.

Einen geeigneten Meßplatz fanden wir auf dem Páramo des Cotopaxi im Gelände der staatlichen Forststation etwa 60 km südlich der Hauptstadt Quito in 3 570 m Höhe (7). Seine Koordinaten werden mit $\varphi = 00° 37' S$ und $\lambda = 78° 34' W$ angegeben (5).

Besonders günstig war für uns der Umstand, daß hier seit 1930, wenn auch mit Unterbrechungen, eine Klimastation betrieben wird. Aus ihren Messungen ergeben sich die in Tab. 1 aufgeführten Mittelwerte.

Charakteristisch ist dabei der Temperaturverlauf, der mit einer mittleren Tagesamplitude von 10,6° und einer Jahresamplitude von 0,9° das für die Äquatorialzone typische Tageszeitenklima anzeigt, im Gegensatz zum Jahreszeitenklima der mittleren Breiten (8).

Der Aufbau der Geräte begann in der zweiten Junihälfte. Als Instrumentarium standen uns für die kurzwellige Strahlung ein Solarimeter nach MOLL-GORCZYNSKI zur Verfügung, für die Strahlungsbilanz ein Bilanzmesser nach SCHULZE. Die Bestimmung der Gradienten der Luft- wie der Bodentemperatur erfolgte durch Hartglas-Widerstandsthermometer, die in verschiedenen Höhen bzw. Tiefen angebracht waren. Der Feuchtegradient wurde entsprechend mit hygrometrischen Feuchteferngebern gemessen. Die Ergebnisse gewannen wir durch stündliche Ablesung an einem TETALUX-Anzeigegerät. Die zwischenzeitlichen Tendenzen sowie die Werte der Strahlungsgeräte wurden auf Sechsfarben-Punktschreibern registriert.

Tab. 1
Klimawerte der Station Cotopaxi

Monat	Mitteltemperatur in °C	Mittleres Maximum in °C	Mittleres Minimum in °C	Niederschlag in mm	Wind in m/sec
Januar	8,1	13,6	2,9	93,0	3,5
Februar	8,0	13,3	3,1	92,4	3,7
März	8,0	12,9	3,4	139,5	3,6
April	7,9	12,9	3,5	162,5	3,9
Mai	8,0	13,1	3,4	120,9	4,2
Juni	7,3	12,9	2,7	72,0	4,4
Juli	7,2	13,2	2,3	37,2	5,1
August	7,2	13,4	2,0	31,0	6,1
September	7,4	13,8	2,2	42,0	4,5
Oktober	7,7	13,4	2,7	99,2	4,8
November	7,7	14,0	2,7	84,0	4,8
Dezember	8,0	14,0	2,9	83,7	3,8
Jahr	7,7	13,4	2,8	1056,9	4,2

Nach Abschluß der Vorarbeiten erstreckte sich dann die Meßperiode vom 3. bis zum 14. Juli 1965. Trotz der Kürze der Zeit war das Wetter überaus vielfältig. So war es zu Beginn regnerisch und strahlungsarm. Die Tage vom 6. bis 11. zeigten dagegen eine rasch wechselnde aufgelockerte Bewölkung. Ihr Charakter dürfte den mittleren Verhältnissen weitgehend entsprochen haben. Einen vollkommen wolkenlosen Tag gab es während der Dauer der Messungen nicht. Durch Zusammenfassung des 13., der am Nachmittag eine ungestörte Einstrahlung hatte, mit dem 14., an dem die gleichen Bedingungen vormittags auftraten, ließen sich diese Verhältnisse jedoch gut konstruieren.

Den auf diese Weise gewonnenen Tagesgang der Globalstrahlung (Gl), kurzwelligen Reflexstrahlung (R), langwelligen Ausstrahlung (E) und atmosphärischen Gegenstrahlung (G) zeigt Abb. 1. Die an der Zeitachse angebrachten Pfeile geben dabei von links aus den Durchgang der Sonne durch den ebenen und durch den wahren Horizont bei Sonnenaufgang, den Kulminationspunkt, sowie die beiden Horizonte bei Sonnenuntergang an. Dabei entspricht die Intensität der Globalstrahlung z. Z. der Kulmination mit 1.5 ly/min dem Wert, den

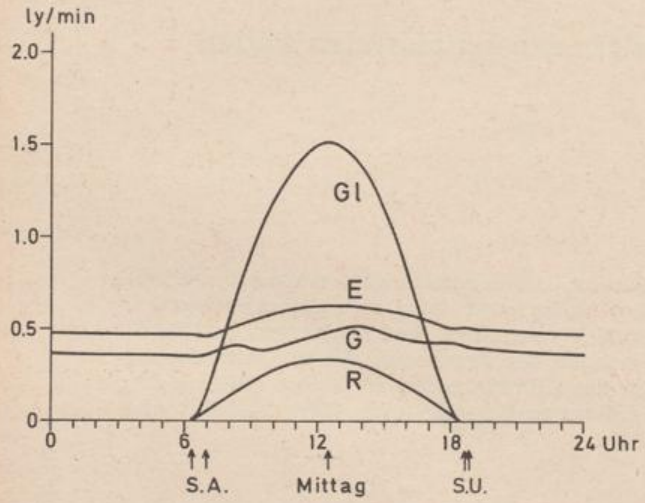


Abb. 1
Tagesgang der Strahlungsgrößen an einem wolkenlosen Tag: Globalstrahlung (Gl), kurzwellige Reflexstrahlung (R), langwellige Ausstrahlung (E), atmosphär. Gegenstrahlung (G).

DIRMHIRN (2) für die Ostalpen angibt. Die Kulminationshöhe beträgt zu dieser Zeit an beiden Orten etwa 67°. Zwischen dem Gang von Global- und Reflexstrahlung besteht ein enger Zusammenhang. Das Verhältnis beider Größen, die Albedo, zeigt einen leichten aber gleichmäßigen Tagesgang:

Uhrzeit	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Albedo in %	24	21	20	19	19	20	22	23	24

Eine direkte Beziehung wie im Kurzwelligen besteht im Langwelligen nicht. Folgt die Ausstrahlung in guter Näherung der gleichmäßigen Änderung der Oberflächentemperatur, die aus den Wärmeströmen des Bodens extrapoliert wurde, so hat die Gegenstrahlung bei Einsetzen der Tageszirkulation ein deutliches sekundäres Minimum.

Ein Vergleich der mittleren Tageswerte der Meßperiode mit denen eines wolkenlosen Tages (Tab. 2) zeigt, daß die Strahlungsbilanz (Q) am stärksten durch den Einfluß der Bewölkung auf die Globalstrahlung modifiziert wurde.

Tab. 2
Mittlere Tageswerte der Strahlungsgrößen

	für die Meßperiode		für einen wolkenlosen Tag	
	Betrag in ly	% der extraterr. Strahlung	Betrag in ly	% der extraterr. Strahlung
Globalstrahlung	335,2	40	656	78
Reflexstrahlung	73,2	9	148	18
Albedo	22%		22%	
Emission des Bodens	734,4	87	720	86
atmosphärische Gegenstrahlung	674,3	81	558	67
effektive Ausstrahlung	60,2	6	162	19
Strahlungsbilanz	201,8	25	346	41

Je nach Art der Bedeckung ging sie um folgende Beträge zurück:

Art der Bewölkung	Cu-Fc mit Nebel	Dichter Cu-Fc	St, Cu-Sc	Sc,Ac
Verminderung der Globalstrahlung in %	90	85—75	75—65	65—55

Kam es jedoch zu keiner Behinderung der direkten Strahlung, so stieg die Intensität im Kurzwelligen durch Reflexion an den Wolkenrändern und Mehrfachreflexion zwischen Bewölkung und Erdboden bis zu 14% über den Wert bei wolkenlosem Himmel an. Diese Über-Einstrahlung trat meist nur für kurze Zeit auf — maximal für 15 Minuten — und hatte daher keine Bedeutung für den Mittelwert.

Von größerem Einfluß war dagegen die Zunahme der Gegenstrahlung bei tiefer Bewölkung. Sie wurde zwar am Tage durch gleichmäßige Verminderung der Globalstrahlung überkompensiert, war jedoch in der Nacht der bestimmende Faktor der Strahlungsbilanz.

Stellt man die zuvor gewonnenen Ergebnisse zur Strahlungsbilanz zusammen, so erhält man während 10 Stunden am Tage positive und während 12 Stunden negative Werte. In der Zeit des Überganges von 6 bis 7 Uhr bzw. 17 bis 18 Uhr waren sie nahezu Null. Die größte Strahlungseinnahme erfolgt in den Vormittagsstunden, während ein Energieverlust durch Ausstrahlung im wesentlichen in der ersten Nachthälfte auftritt. Am Nachmittag und in den frühen Morgenstunden sind die Strahlungsumsätze dagegen geringer.

Die Unterlagen des Ecuadorianischen Wetterdienstes geben einige Hinweise dafür, daß dieser Tagesgang nicht nur in der Meßperiode auftrat, sondern allgemein für den Páramo des Cotopaxi gilt.

So wird die Eintrübung am Nachmittag durch eine regionale Strömung verursacht, die in dem ganzen Gebiet vorkommt und auch an der Station Izobamba — Sta. Catalina im Tagesgang des Niederschlages das Maximum bringt. Aus der Statistik über die Verteilung des Niederschlages nach Stunden, die für die Jahre 1964/65 vorliegt, kann man deshalb ersehen, daß sie in allen Monaten vorhanden ist.

Aus den Berichten der Station Cotopaxi geht hervor, daß das ganze Jahr häufig Nebel zum Frühtermin beobachtet wurde. Dieses Phänomen zeigt sich auch in der relativ geringen Nachtfrostgefahr. Es ist deshalb für die ökologischen Verhältnisse an diesem Ort von großer Bedeutung.

Zum Abschätzen des mittleren Strahlungshaushaltes würde man demnach vor allem genaue Angaben über die Bewölkungsverhältnisse oder die Sonnenscheindauer am Vormittag benötigen. Diese liegen jedoch leider nicht vor. Nächstgelegene Station, die über ausreichende Messungen verfügt, ist Izobamba — Sta. Catalina.

Besteht auch zwischen den dortigen Registrierungen des Aktinographen und der Globalstrahlung auf dem Paramo des Cotopaxi kein direkter Zusammenhang, so haben sie doch die gleiche Größenordnung. Wurden auf dem Páramo in der ersten Juli-Hälfte im Mittel 335 ly/Tag gemessen, so waren es in Izobamba 340 ly/Tag. Wie eine Gegenüberstellung der Extremwerte aus den beiden Meßreihen zeigt, bestehen offenbar auch keine größeren systematischen Abweichungen zwischen den Geräten.

Aus den inzwischen für drei Jahre veröffentlichten Ergebnissen der Station Izobamba würde sich dann für dieses Gebiet ergeben, daß die Monatsmittel der Globalstrahlung zwar bis zu 15% vom dreijährigen Mittel abweichen, daß jedoch kein eindeutiger Jahresgang besteht. Da die Temperatur und der Wasserdampfgehalt in der oberen Troposphäre keine bedeutenden Jahres-

schwankungen haben, wie die Radiosondenmessungen aus dem 250 km entfernten Guayaquil für die Jahre 1957 bis 1960 zeigen, gelten diese Tendenzen der Globalstrahlung näherungsweise auch für die Strahlungsbilanz. So kann man ferner nach den Atiographenmessungen sagen, daß im Juli 1965 keine extremen Strahlungsverhältnisse herrschten. Das entspricht auch dem Vergleich der Klimawerte für diesen Monat mit den langjährigen Mittelwerten an der Station Cotopaxi.

Nach diesen Überlegungen dürfte eine Strahlungsbilanz von rund 200 cal/cm² min einen ungefähren Richtwert für diese Gegend geben. Berechnet man für einen mehrtägigen Zeitraum wie diese dem Páramo zugeführte Energie verbraucht wird, so kann man dazu den Wärmeumsatz mit dem Erdboden (B) in erster Näherung unberücksichtigt lassen. Mit einer mittleren Aufnahme von 38,1 cal $cm^{-2} d^{-1}$ und einer Abgabe von 37,2 cal $cm^{-2} d^{-1}$ war er während der Meßperiode nahezu ausgeglichen. Der leichte Wärmegewinn in dieser Zeit war eine Folge der Witterung an den ersten und letzten Meßtagen und daher zufällig. Auch der interdiurne Wärmeübertrag lag mit Werten um 10 cal $cm^{-2} d^{-1}$ an der Grenze der Meßgenauigkeit der Strahlungsbilanz.

Hierin liegt ein wesentlicher Unterschied zu den gemäßigten Breiten, wo die Wärmeströme im Boden einen ausgeprägten Jahresgang aufweisen. Die Aufnahme ist dabei im Sommer von gleicher Größenordnung wie auf dem Páramo. So fand E. FRANKENBERGER (4) im Juni 1954 auf einer Wiese bei QuickbornHolstein einen Wert von 34 cal $cm^{-2} d^{-1}$. In den Wintermonaten gibt der Boden in Mitteleuropa dagegen über längere Zeit nur Wärme ab.

Entscheidend für den durchschnittlichen Wärmehaushalt bleibt demnach die Frage, in welchem Verhältnis sich die Strahlungsbilanz auf fühlbare Wärme (L) und latente Wärme (V) verteilt.

Aus unseren Messungen erhalten wir dazu Werte zwischen 71 und 82% für die Verdunstung. Wie großräumige meteorologische Faktoren dieses Verhältnis beeinflussen, läßt sich bei der Kürze der Meßreihe nicht eindeutig ermitteln. Wassermangel ist während der Beobachtungszeit offenbar nicht eingetreten. Einige Ergebnisse deuten darauf hin, daß hohe Einstrahlung bei niedrigen Temperaturen mehr der fühlbaren Wärme zugute kommt. Eindeutig erscheinen die Verhältnisse lediglich am 14. Juli. Hier tritt die hohe Verdunstung zusammen mit auffallend geringer Feuchte auf. So lag der Dampfdruck mit 4,5 mb um die Mittagszeit etwa 30% unter dem Mittelwert. Derartige Wetterverhältnisse treten nach einer Analyse der Daten der 30 km nördlich gelegenen Station Izomba in diesem Gebiet jedoch nur etwa sechsmal im Jahr auf. Das von uns gefundene Verhältnis von V zu Q ist dabei, verglichen mit den Messungen aus Mitteleuropa, keineswegs extrem. In der bereits zuvor zitierten Arbeit von E. FRANKENBERGER (Juni 1954) finden wir im Monatsmittel einen etwa gleichgroßen Wert. Bei einer Untersuchung von BERZ (1) über einer Grasfläche bei München (Juli 1964) ist das Verhältnis mit 85% sogar noch etwas höher.

Der Versuch, einen Anschluß der Wärmehaushaltsmessungen an die Ergebnisse des ecuadorianischen Wetterdienstes zu finden zeigt, daß eine Verallgemeinerung durch Regressionsrechnung aus den Klimabeobachtungen nicht möglich ist.

Ein Vergleich der Ergebnisse der Station Cotopaxi während unserer Meßperiode mit ihren langjährigen Aufzeichnungen ergibt jedoch, daß die Verhältnisse dieser Zeit im ganzen durchschnittlich waren. So umfaßt die in den 12 Tagen aufgetretene Bereich bei den einzelnen Elementen mehr als $^2/_3$ aller Beobachtungen. Es erscheint mir daher nicht unberechtigt, wie es bereits für die Strahlungsbilanz geschehen ist, auch das Verhältnis von V zu Q mit etwa 8 zu 4 größenordnungsmäßig als repräsentativ anzusehen.

Daraus würden sich dann folgende Werte ergeben:

$Q = 200$ cal $cm^{-2} d^{-1}$
$L = 50$ cal $cm^{-2} d^{-1}$
$V = 150$ cal $cm^{-2} d^{-1}$

Die Verdunstung würde mit 90 cm pro Jahr etwa in der Mitte zwischen den Angaben liegen, die FLOHN (3) für den Hindukusch und KESSLER und MONHEIM (6) für den Titicacasee berechnet haben. Eine Übersicht über den durchschnittlichen Gang der Wärmehaushaltsgrößen zeigt Abb. 2. Die Strahlungsbilanz gibt dabei ein gutes

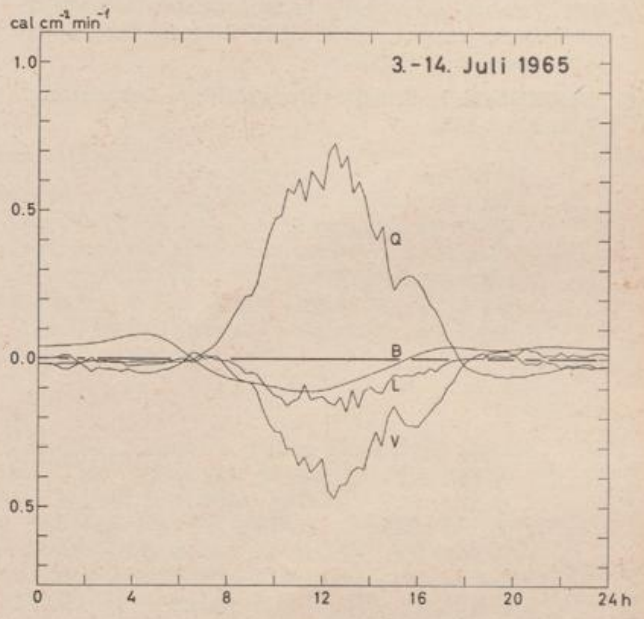


Abb. 2
Tagesgang der Wärmehaushaltsgrößen während der Meßperiode: Strahlungsbilanz (Q), Wärmeumsatz mit dem Boden (B), Austausch fühlbarer Wärme (L), Austausch latenter Wärme (V).

Abbild des Verlaufs der Bedeckung. Wegen des zeitlich unterschiedlichen Eintreffens der einzelnen Phasen werden jedoch bei der Mittelung der plötzliche Anstieg am Vormittag, vor allem aber das relative Minimum am Nachmittag stark ausgeglichen.

Fühlbare und latente Wärme zeigen während des Tages, wenn auch mit anderen Vorzeichen, die gleiche Tendenz. Wie schon bei der Behandlung der Mittelwerte angedeutet, fällt hier aber das erhebliche Überwiegen der Verdunstung bei höheren Temperaturen auf. Es dürfte am Vormittag durch den geringeren Dampfdruck noch verstärkt werden. Währen der Nachtzeit gehen die vertikalen Gradienten von Temperatur und Feuchte, die das Verhältnis von L und V bestimmen, unter die Grenze der Meßgenauigkeit zurück. Ihr Gang wird damit zufällig und läßt sich nicht mehr analysieren.

Einen leicht abweichenden, aber keineswegs ungewöhnlichen Verlauf zeigt der Wärmeumsatz mit dem Boden. Bemerkenswert ist lediglich die vergrößerte Wärmeabgabe in den frühen Morgenstunden. Sie wird durch den regelmäßigen kühlen Regen um diese Zeit hervorgerufen. Wegen der Vernachlässigung des Termes R (Wärmeverlust der Bodenoberfläche durch kälteres Regenwasser) in unserer Wärmehaushaltsgleichung werden diese Energiebeträge aus rechentechischen Gründen den Größen V und L zugeschlagen, die dann, wie bereits gesagt, nicht signifikant sind.

Faßt man die bisher über die Allgemeingültigkeit unserer Ergebnisse gemachten Aussagen zusammen und berücksichtigt weiterhin die Beobachtungen des ecua-

dorianischen Wetterdienstes, so kann man annehmen, daß die genannten Werte des Wärmehaushaltes für die Páramos in Mittelecuador zwischen dem Äquator und 1° S repräsentativ sind. Ein Vergleich der mittleren Bedeckung an der Station Cotopaxi von $^7/_8$ mit der von $^3/_8$ an der Station Pachamama-Tixan – in gleicher Höhe jedoch in 2° S gelegen –, deutet darauf hin, daß hier andere Bedingungen herrschen. Möchte man demnach allgemein etwas über den Wärmehaushalt der Páramos in Ecuador aussagen, so wären weitere Messungen unbedingt erforderlich.

Literatur

(1) BERZ, G.: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München Nr. 16 (1969).

(2) DIRMHIRN, I.: Das Strahlungsfeld im Lebensraum. Frankfurt 1964.

(3) FLOHN, H.: Zum Klima und Wasserhaushalt des Hindukuschs und der benachbarten Hochgebirge. Erdkunde 23 (1969), S. 205–215.

(4) FRANKENBERGER, E.: Über vertikale Temperatur-, Feuchte und Windgradienten in den untersten 7 Dekametern der Atmosphäre, den Vertikalaustausch und den Wärmehaushalt an Wiesenboden bei Quickborn/Holstein 1953/1954. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 20 (1955).

(5) Instituto Geografico Militar: Mapa del Ecuador. Quito 1965.

(6) KESSLER, A.; MONHEIM, F.: Der Wasserhaushalt des Titicacasees nach neueren Messungen. Erdkunde 22 (1968), S. 275–283.

(7) MONCAYO, V.: Plano Topografico de la Estacion Esperimental de Altura "Cotopaxi". Quito 1965.

(8) TROLL, C.: Karte der Jahreszeitenklimate der Erde. Erdkunde 18 (1964), S. 5–28.

H. KRAUS

DK 551.52 : 551.584.3

Der Tagesgang des Energiehaushaltes in einem Hochgebirgstal

Zusammenfassung

Der Vergleich eines typischen Schönwetter-Tagesganges des Energiehaushaltes der Erdoberfläche in einem Hochgebirgstal (nach Messungen auf der Alp Chukhung im Tal des Imja Khola im Nepal-Himalaya) mit dem an einer Flachlandstation (Garching bei München) läßt den Einfluß des Berg- und Talwindsystems deutlich erkennen. Dieser äußert sich in charakteristischer Weise sowohl in den Wärmeströmen als auch im Verlauf des Stabilitätsparameters z/L_* und des dimensionslosen Temperaturgradienten φ_H (z/L_*). Die Funktion φ_H $z/L_*)$ bei labiler Schichtung konnte für beide Orte (Chukhung und Garching) aus einem größeren Meßmaterial bestimmt werden.

Abstract

The diurnal variation of the energy balance in a high mountain valley (evaluated from measurements at the alp Chukhung in the Imja Khola valley, Mt. Everest region) differs clearly from that at a station in a homogeneous terrain (Garching near Munich), as the orographic wind systems influence both the net radiation (by the diurnal variation of the cloudiness) and the turbulent fluxes of sensible and latent heat (by the diurnal variation of the stability in the surface layer). In order to analyse the latter effect, for both stations the nondimensional temperature gradient φ_H as a function of the stability parameter (z/L_*) was evaluated for unstable conditions.

1. Problemstellung

Ein wesentliches Charakteristikum von Grenzschichten sind die vergleichsweise hohen Energieumsätze, die sowohl in den aneinander grenzenden Medien als auch an der Grenzfläche stattfinden. Das gilt natürlich auch für die atmosphärische Grenzschicht; deshalb erlauben energetische Betrachtungen einen so vielfältigen Einblick in die physikalischen Prozesse, die sich in ihr vollziehen (3).

Die grundlegenden Gesetze, die die erwähnten Energieumsätze beherrschen, ergeben sich am einfachsten, wenn man horizontale Homogenität der Grenzfläche – also, im Falle der Meteorologie, der Erdoberfläche – annimmt. In Wirklichkeit zeigt die Erdoberfläche aber eine sehr starke Gliederung, und diese bedingt eine Fülle von Besonderheiten im Energieumsatz in der Grenzschicht. Von einer solchen Besonderheit sei hier die Rede: vom Tagesgang des Energieumsatzes an der Oberfläche in einem Hochgebirgstal. Dieser unterscheidet sich in charakteristischer Weise vom Tagesgang des Energiehaushaltes in horizontal homogenem Gelände, wie er etwa an einer für die weitere Umgebung repräsentativen Flachlandstation zu beobachten ist.

2. Vergleich von Tagesgängen des Energiehaushaltes

Um diese Besonderheit zu zeigen, vergleichen wir den Tagesgang des Energiehaushaltes in einem Hochgebirgstal mit dem einer Flachlandstation an „Schönwettertagen", das sind Tage, an denen das Wetter durch großräumige Störungen nicht beeinflußt wird.

Den Tagesgang des Energiehaushaltes an einer Flachlandstation zeigt Abb. 1. In Abhängigkeit von der mittleren Ortszeit (Abszisse) ist der aus Stundenmitteln gewonnene Verlauf folgender Größen dargestellt: Q = Strahlungsbilanz, B = Bodenwärmestrom, L = turbulenter Strom fühlbarer Wärme, V = turbulenter Strom der latenten Wärme des Wasserdampfes, K_H = turbulenter Diffusionskoeffizient für Wärme und Wasserdampf, u = Windgeschwindigkeit, dd = Windrichtung, N = Bedeckungsgrad. Q, B, L und V gelten für die Erdoberfläche, K_H und u für die Höhe $z = 2$ m und dd für $z = 50$ m. Von den Größen $1/\varphi_H$ und z/L wird erst später die Rede sein. Die Darstellung zeigt deutlich, daß der Schönwetter-Tagesgang des Energiehaushaltes der Erdoberfläche an einer Flachlandstation bei durchgehend geringer Bewölkung durch folgende Merkmale gekennzeichnet ist: nachts sind die Energieströme relativ klein und häufig keinen großen Änderungen unterworfen; am Tage bedingt die Sonnenstrahlung einen etwa sinusförmigen Verlauf der Globalstrahlung und damit auch der Strahlungsbilanz Q; wie diese verlaufen auch die Ströme B, L und V nahezu sinusförmig und mit Ausnahme von B etwa symmetrisch zur mittleren Ortszeit von 12 Uhr. Eine ähnliche Symmetrie findet man in Bodennähe auch bei der Windgeschwindigkeit u und dem turbulenten Diffusionskoeffizienten K_H.

Während die auf Abb. 1 gezeigten Ergebnisse an der meteorologischen Station in Garching bei München, also in dem sehr flachen Gelände der „Münchener Schotterebene", gewonnen wurden (1), sollen zum Vergleich Tagesgänge aus dem südlich des Mt. Everest von Osten nach Westen verlaufenden, breiten Tal des Imja Khola herangezogen werden. Auf einer 4750 m hoch gelegenen Aufschüttungsfläche inmitten dieses Tales (Abb. 2) fanden im Frühjahr 1963 (im Rahmen des For-

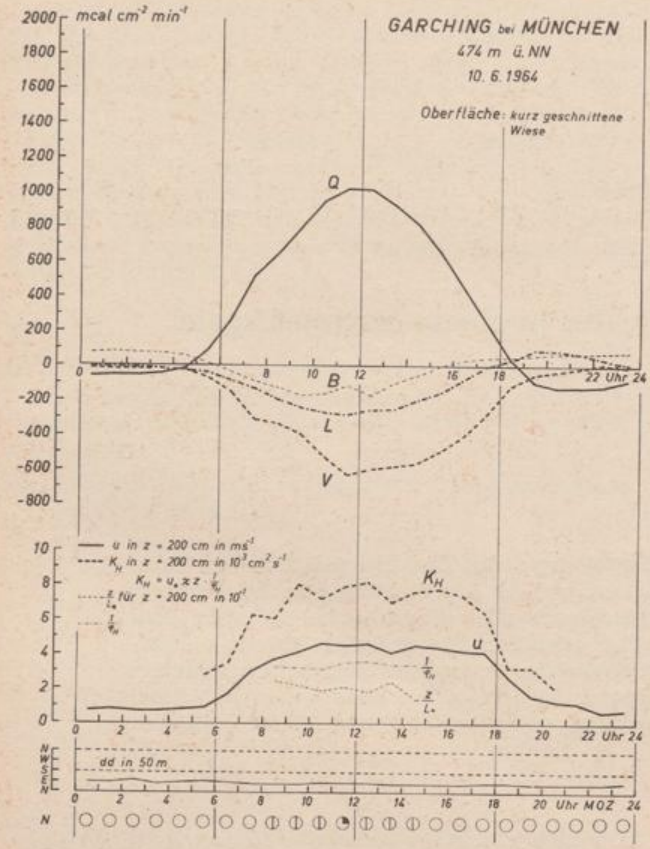


Abb. 1
Der Tagesgang des Energiehaushaltes an der meteorologischen Station in Garching (b. München) am 10. VI. 1964 nach BERZ (1). Zur Erklärung der Zeichen s. Text.

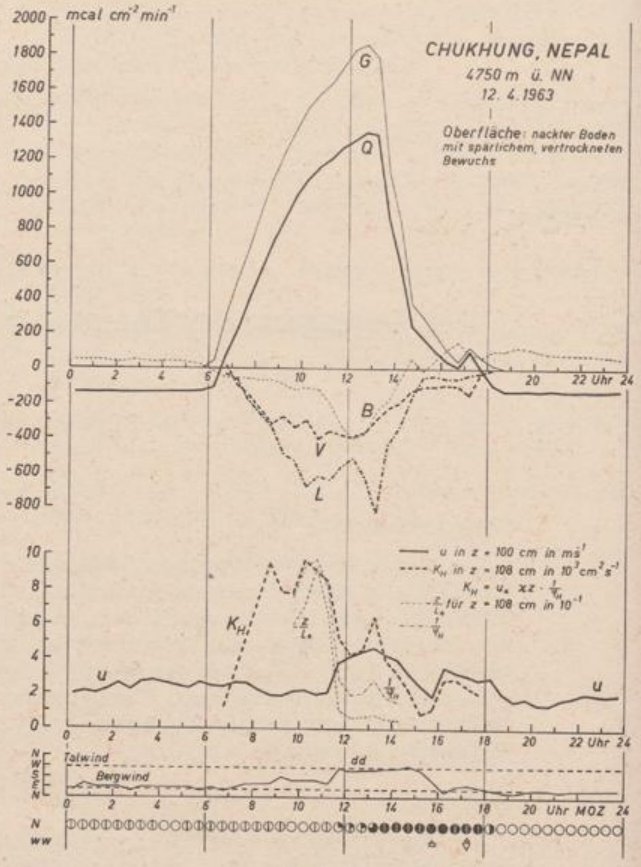


Abb. 3
Der Tagesgang des Energiehaushaltes auf der Alp Chukhung im Tal des Imja Khola am 12. IV. 1963.



Abb. 2
Die Lage der Energiehaushaltsstation im Tal des Imja Khola, Blick nach Osten zum Imja-Gletscher und zu den über 6000 m hohen Gipfeln, die die Umrandung des Gletschers bilden. Die Pfeile kennzeichnen die Lage der Station.

schungsunternehmens Nepal Himalaya) umfangreiche Messungen zur Bestimmung des Energiehaushaltes der Oberfläche statt. Näheres über diese Untersuchung findet der Leser in (2). Als charakteristischer Schönwettertag in der Zeit, als kein Schnee mehr lag und der Boden relativ trocken war, wird in Abb. 3 der 12. IV. 1963 betrachtet. Die meisten der dargestellten Größen (mit Ausnahme von G = Globalstrahlung und ww = Wetter in der betreffenden Halbstunde) wurden oben bereits erläutert. Im Unterschied zu Abb. 1 setzen sich die Kurven aus Halbstundenmitteln bzw. -werten zusammen. Man erkennt sofort, daß sich die für die Flachlandstation typische Symmetrie zu 12 Uhr MOZ im Hochgebirgstal nicht ausbildet.

Die wesentlichen Ursachen der im Vergleich zu Abb. 1 auftretenden Unterschiede sind das Berg- und Talwindsystem und die damit eng verbundene Hangwindzirkulation. Beide führen abends und nachts zu Wolkenauflösung, vormittags und mittags aber zu zunehmender Konvektions-Bewölkung. Diese tritt zunächst über den Hängen, die das Tal beiderseits begrenzen, auf, während der Himmel über der Talmitte noch frei von Wolken bleibt. Bei hochstehender Sonne erhält eine Station in der Talmitte die direkte Sonnenstrahlung noch ungeschwächt; die Himmelsstrahlung nimmt infolge der starken Reflexion von Sonnenstrahlung an den Wolken bei sich ausdehnender Konvektionsbewölkung zu. Das hat einen starken Anstieg von Globalstrahlung und Strahlungsbilanz im Laufe des Vormittags zur Folge; die Werte von G und Q wachsen häufig sogar (wie in Abb. 3) nach Mittag noch weiter an, weil die Himmelsstrahlung mit der Bewölkung weiter zunimmt. Schließlich wird die Sonne dann durch Wolken verdeckt, was eine plötzliche starke Abnahme von G und Q bewirkt. Dieser hier geschilderte charakteristische Verlauf von Globalstrahlung und Strahlungsbilanz ist eine erste auffallende Erscheinung im Schönwetter-Tagesgang des Energiehaushaltes in einem Hochgebirgstal. Der starke Abfall von G und Q zeigt sich spiegelbildlich natürlich auch in den anderen Energieströmen.

Eine zweite auffallende Erscheinung erkennt man in den Tagesgängen des Bodenwärmestromes B, des turbulenten Stromes fühlbarer Wärme L und des turbulenten Stromes latenter Wärme V. Sie zeigen nicht einmal am Vormittag das vom Flachland her bekannte Bild. Während $-L$ und $-V$ am Morgen sehr rasch zunehmen, diese Zunahme im Laufe des Vormittags plötzlich abbricht und $-L$ nach der 21. Halbstunde (nach 10.30 Uhr) sogar abnimmt, fließt zuerst nur sehr wenig Wärme in den Erdboden, und $-B$ nimmt erst nach der 21. Halbstunde kräftig zu.

Dieser Verlauf von L, V, und B hängt eng mit dem zeitlichen Gang des turbulenten Diffusionskoeffizienten K_H zusammen, der im unteren Teil des Diagrammes der Abb. 3 zusammen mit dem Tagesgang der Windgeschwindigkeit u in 1 m Höhe dargestellt ist. Nicht eingezeichnet ist die Schubspannungsgeschwindigkeit u_*, da sich ihr zeitlicher Verlauf nicht sehr von dem der Windgeschwindigkeit unterscheidet. Da bei indifferenter Schichtung K_H streng proportional zu u_* ist, müßten in diesem Falle die Kurven von K_H und u parallel laufen. Es fällt nun auf, daß dies hier keineswegs der Fall ist, daß im Gegenteil die Größen K_H und u kurz vor Mittag sogar gegenläufig sind. Die Ursache dafür ist der Einfluß der Stabilität auf K_H, der in

$$K_H = u_* \varkappa z \cdot \frac{1}{\varphi_H} \qquad [1]$$

($\varkappa$ = KÁRMÁN-Konstante) in dem dimensionslosen Faktor $1/\varphi_H$ enthalten ist, wobei $1/\varphi_H$ nach der Ähnlichkeitstheorie nur von dem ebenfalls dimensionslosen Stabilitätsparameter

$$\frac{z}{L_*} = \frac{\frac{g}{c_p T}}{\frac{\varrho}{\varkappa z}} \frac{L}{u_*^3} \qquad [2]$$

(L_* = Stabilitätslänge, g = Schwerebeschleunigung, c_p = spezifische Wärme bei konstantem Druck, T = absolute Lufttemperatur, = Luftdichte, u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit) abhängt:

$$\frac{1}{\varphi_H} = f\left(\frac{z}{L_*}\right) \qquad [3]$$

(f = Funktionszeichen). Die Größe $1/\varphi_H$ ist bei indifferenter Schichtung etwa gleich 1, bei stark labiler Schichtung (und diese interessiert uns hier bei den großen Werten von $-L$ am Tage) nimmt $1/\varphi_H$ Werte bis größer als 10 an. Der Stabilitätsparameter z/L_* ist ein Maß für den Quotienten aus thermischer Erzeugung zu dynamischer Erzeugung turbulenter Energie und verknüpft auf diese Weise das hier zu behandelnde Problem des Energiehaushaltes der Oberfläche mit den Fragen des Umsatzes von kinetischer Energie in der Grenzschicht. Die thermische Erzeugung turbulenter Energie ist proportional zum turbulenten Strom fühlbarer Wärme L, die dynamische Erzeugung proportional zu u_*^3, was durch Gl. [2] zum Ausdruck gebracht wird.

Wenden wir uns wieder der Abb. 3 zu, so stellen wir fest: Dem am Vormittag relativ schwachen Bergwind und den kräftig ansteigenden Werten von $-L$ entsprechen nach [2] hohe negative Werte des Stabilitätsparameter z/L_* und wie oben erläutert große Faktoren $1/\varphi_H$, weshalb K_H nach [1] ein Vielfaches der Werte annimmt, die sich bei gleichem u_* für den adiabatischen Fall ergeben würden. Der Übergang vom Berg- in den Talwind ist mit einem kräftigen Anstieg von u und u_* verbunden, was bei gleichem, ja sogar abnehmendem $-L$ zu einer Stabilisierung und entsprechend viel kleineren Werten von $-z/L_*$, $1\varphi_H$ und K_H führt (man beachte die 3. Potenz im Nenner von [2]). Damit ist die Gegenläufigkeit von K_H und u erklärt.

Der spezielle Verlauf von K_H — große Werte bei großer Labilität vor der Winddrehung — bedingt auch den Verlauf von L, V, und B: Der am Vormittag auftretende große Transportkoeffizient K_H sorgt dafür, daß zu dieser Zeit der größte Teil der Strahlungsbilanz in L und V umgesetzt wird und daß nur ein sehr geringer Teil dieser Energie in den Erdboden fließt. Erst nach Abnahme von K_H nach der Winddrehung können größere Anteile von Q in B umgesetzt werden. Der Gesamtkomplex dieser nun ausführlich erklärten zweiten auffallenden Erscheinung im Diagramm der Abb. 3 ist wiederum durch das Berg- und Talwindsystem bedingt.

3. φ_H als Funktion von z/L_*

Zum Schluß wollen wir noch untersuchen, in welcher Weise $1/\varphi_H$ von z/L_* abhängt, also wie die Funktion in Gl. [3] aussieht. Dazu werden ausgewählte Werte aus den Meßreihen in Garching und Chukhung herangezogen, und zwar:

a) für Garching alle Stundenwerte der Monate Juni, Juli, August und September 1964, in denen $u_{2m} \geqslant 100$ cm s^{-1}, $(-L) \geqslant 100$ mcal cm^{-2}min^{-1}, $(\varrho K_H)_{2m} \geqslant 1{,}0$ g cm^{-1}s^{-1} (ϱ = Luftdichte) und $(-\partial T/\partial z)_{2m} \geqslant 0{,}15$ grd m^{-1}

b) für Chukhung alle Halbstundenwerte der Tage 6. bis 13. April und 19., 21. und 24. April 1963, in denen $u_{23cm} \geqslant 70$ cm s^{-1}, $(-L) \geqslant 100$ mcal cm^{-2} min^{-1}, $(\varrho K_H)_{1m} \geqslant 0{,}1$ g cm^{-1}s^{-1}, $T_{0,5m} - T_{2,0}) > 0{,}5$ grd.

Für die so ausgewählten Stunden bzw. Halbstunden wurden $1/\varphi_H$ und z/L_* errechnet (für Garching für $z = 2{,}0$ m, für Chukhung für $z = 1{,}08$ m) und in Abb. 4 dargestellt. $1/\varphi_H$ ergab sich aus Gl. [1], z/L_* aus [2]. Der turbulente Strom fühlbarer Wärme L und der turbulente Diffusionskoeffizient K_H wurden wie die anderen Energieströme auf den Abb. 1 und 3 nach der SVERDRUP-Methode ermittelt. Die Berechnung von u_* erfolgte mit Hilfe von

$$u_* = \varkappa \frac{u_1 (z_2 - z_0) \quad - u_2 (z_1 - z_0)}{(z_2 - z_0) \ln \frac{z_1}{z_0} - (z_1 - z_0) \ln \frac{z_2}{z_0}} \qquad [4]$$

aus den bei adiabatischer Schichtung aus dem Windprofil berechneten Werten des Rauhigkeitsparameters z_0 und den Werten der Windgeschwindigkeit u_1 und u_2 in den beiden Höhen z_1 und z_2 (Garching: $z_1 = 2{,}0$ m, $z_2 = 10{,}0$ m. Chukhung: $z_1 = 23$ cm, $z_2 = 50$ cm). Mit

Gl. [4] is ein log + lin − Ansatz für das vertikale Windprofil berücksichtigt. Die ausgezogenen Ausgleichskurven in Abb. 4 lassen sich sehr gut durch die analytischen Ausdrücke

$$\frac{1}{\varphi_H} = (1 - 77\,\frac{z}{L_*})^{0{,}35} \quad \text{(gültig für Garching)} \qquad [5a]$$

und $$\frac{1}{\varphi_H} = (1 - 70\,\frac{z}{L_*})^{0{,}5} \quad \text{(gültig für Chukhung)} \qquad [5b]$$

beschreiben. Die Streuung der einzelnen Punkte muß vor allem als eine Folge der begrenzten Meßgenauigkeit

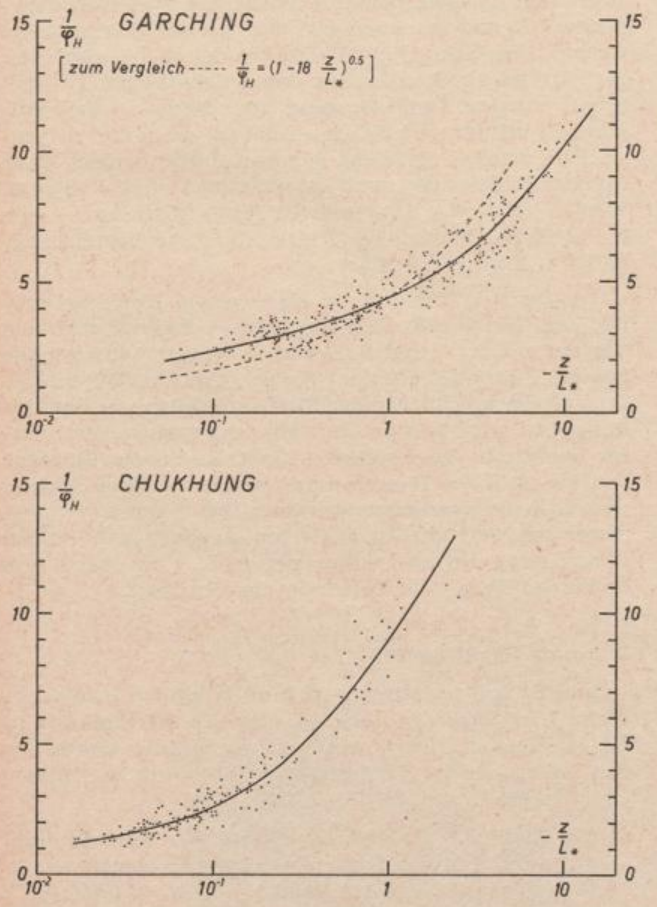


Abb. 4
Der Faktor $1/\varphi_H$, der den Einfluß der Stabilität auf den turbulenten Diffusionskoeffizienten für Wärme $K_H = u_* \varkappa z/\varphi_H$ beschreibt, als Funktion des Stabilitätsparameters z/L_*.

der in die Berechnung von $1/\varphi_H$ und z/L_* eingehenden Werte angesehen werden.

Klar erkennt man, daß die Funktion [3] für Garching und Chukhung einen durchaus verschiedenen Verlauf besitzt, wobei die Kurve für Garching im Rahmen der Streuung der Einzelwerte recht gut mit der von LILLY und PANOFSKY (4) für horizontal homogene Verhältnisse genannten und auf BUSINGER und DYER zurückgehenden Beziehungen

$$\frac{1}{\varphi_H} = (1 - 18\,\frac{z}{L_*})^{0{,}5} \qquad [6]$$

übereinstimmt. So wird Gl. [6] oder ein dieser Beziehung ähnlicher analytischer Ausdruck vielfach als die von der MONIN-OBUCHOWschen Ähnlichkeitshypothese (5) geforderte universelle Funktion $1/\varphi_H\,(z/L_*)$ angesehen. Der große Unterschied zwischen den beiden in Abb. 4 dargestellten und durch die Gln. [5a] und [5b] beschriebenen Funktionen für Garching und Chukhung rührt sicher daher, daß die Voraussetzungen der Ähnlichkeits-Theorie (vor allem die horizontale Homogenität) bei den Messungen in Chukhung nicht erfüllt waren und die einzelnen Glieder, die den Haushalt der turbulenten Energie in einem Luftvolumen bestimmen (3), in Chukhung in anderer Weise wirksam geworden sind als bei horizontal homogenen Verhältnissen. Es ist dabei jedoch erstaunlich, daß sich auch für Chukhung ein so klarer Zusammenhang zwischen φ_H und z/L_* ergeben hat.

In der Kurve für Chukhung entsprechen die hohen Werte von $1/\varphi_H$ vor allem den Verhältnissen bei Bergwind am Vormittag, die niedrigen Werte den Verhältnissen bei Talwind mit höheren Windgeschwindigkeiten. Die Konsequenzen der in Abb. 4 dargestellten Beziehungen für den Tagesgang des Energiehaushaltes sind oben (Abschn. 2) bereits ausführlich dargestellt worden.

4. Schlußbemerkung

Die hier vorliegende Untersuchung hat ein deutliches Bild von der Eigenart des Tagesganges des Energiehaushaltes in einem Hochgebirgstal ergeben. Im Prinzip gelten die obigen Überlegungen für jedes Tal; in einem bestimmten Tal und in einer bestimmten Situation ist der Tagesgang des Energiehaushaltes in hohem Maße davon abhängig, wie sich im Einzelfall das Berg- und Talwindsystem einstellt.

Literatur

(1) BERZ, G.: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München Nr. 16 (1969).

(2) HÄCKEL, H.; HÄCKL, K.; KRAUS, H.: Tagesgänge des Energiehaushaltes der Erdoberfläche auf der Alp Chukhung im Gebiet des Mt. Everest. Khumbu Himal, Ergebn. Forsch.-Unternehmeen Nepal Himalaya, Bd. 7, S. 71−133, Innsbruck (1970).

(3) KRAUS, H.: Die Energieumsätze in der bodennahen Atmosphäre. Ber. Dt. Wetterd. Bd. 16 (1970) Nr. 117.

(4) LILLY, D. K.; PANOFSKY, H. A.: Summary of progress in research on atmospheric turbulence and diffusion. IUGG quadrennial report (USA). Trans. Amer. Geophys. Un. 48 (1967), S. 449−453.

(5) MONIN, A. S.; OBUCHOW, A. M.: Fundamentale Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Vermischung in der bodennahen Schicht der Atmosphäre. Trudy Geofiz. Inst. Akad. Nauk SSSR, Nr. 24 (151) (1954) S. 163−187.

J. RIBLET

DK 551.521 : 551.501.4 : 551.588.2

Über eine mathematische Methode, bei gegebenem natürlichem Horizont die tatsächliche Tagessumme der Bestrahlung und die Intensität der auf eine geneigte Bodenfläche einfallenden Sonnen-, Himmels- und Globalstrahlung zu bestimmen.*)

Zusammenfassung

Der Momentanwert der Intensität der direkten Sonnenstrahlung wird durch das Skalarprodukt $n \cdot E_n$ dargestellt, wo n der Einheitsvektor senkrecht auf die Bodenfläche im Beobachtungspunkt ist, und E_n ein Vektor, dessen drei Komponenten $E_x(t)$, $E_y(t)$, $E_z(t)$ die Sonnenstrahlungsstärke der drei Referenz-Ebenen eines nach drei Achsen rechtwinkeligen Koordinatensystems sind.

Der tägliche Wert der Sonnenbestrahlung im Zeitraum von der auf dem Besonnungsdiagramm abgelesenen möglichen Sonnenscheindauer wird durch Integrierung der Sonnenstrahlungsstärke erhalten; die Berechnung wird durch Verwendung der Integralkurven $Q_x(t)$, $Q_y(t)$, $Q_z(t)$ der Funktionen $E_x(t)$, $E_y(t)$, $E_z(t)$ erleichtert.

Die für die Zeichnung des Besonnungsdiagramms benötigte Horizontlinie sowie der Richtungskosinus des Vektors n werden mit Hilfe des stereographischen RIBLET-Perspektographen ermittelt.

Der Momentanwert der Himmelsstrahlungsstärke wird auf ähnliche Weise erhalten; die drei verwendeten Komponenten e_x, e_y, e_z, welche der Intensität der Himmelsstrahlung auf die drei Bezugsebenen entsprechen, werden mit Hilfe von drei nacheinander auf den Umkreis des Horizonts gelegten Netzen durch einfache Summierung der Vierecke ermittelt.

Résumé

On propose une méthode mathématique simple permettant d'évaluer l'éclairement énergétique ainsi que l'irradiation produits par le rayonnement solaire direct, le rayonnement du ciel et le rayonnement global (Soleil + ciel) en un point 0 d'un terrrain incliné, compte tenu des obstructions du ciel par les obstacles.

La valeur instantanée de l'éclairement énergétique dû au rayonnement solaire direct est définie comme le produit scalaire d'un vecteur unitaire normal en 0 à la surface du sol et d'un vecteur E_n, dirigé vers le soleil, dont les composantes $E_x(t)$, $E_y(t)$, $E_z(t)$, sont les éclairements énergétiques solaires directs sur les trois plans d'un trièdre référence.

La valeur journaliére de l'irradiation due au rayonnement solaire direct durant l'intervalle de temps possible d'ensoleillement (obtenu au moyen du diagramme d'insolation) se détermine graphiquement à l'aide des trois courbes intégrales $Q_x(t)$, $Q_y(t)$, $Q_z(t)$, des fonctions $E_x(t)$, $E_y(t)$, $E_z(t)$.

Le diagramme d'ensoleillement ainsi que les valeurs des cosinus directeurs du vecteur n, sont obtenus au moyen du perspectographe stéréographique RIBLET.

La valeur instantanée de l'éclairement énergétique produit par le rayonnement du ciel se détermine en reprenant le même raisonnement. Les composantes e_x, e_y, e_z, utilisées pour ces déterminations sont obtenues par simple sommation de carreaux en superposant successivement trois canevas au relevé du tour d'horizon.

1. Einleitung

Diese Mitteilung ist die Fortsetzung der Berichte, die ich in den vorherigen Tagungen für Alpine Meteorologie vorgetragen habe; sie behandelten einige meiner Untersuchungen zur Lösung verschiedener Probleme der mikroklimatologischen Anwendung aktinometrischer Ergebnisse mit Hilfe mathematisch korrekter und dabei einfacher Methoden. Unter diesen Problemen erwähne ich nur:

1) Die auf eine horizontale Ebene auffallende Strahlung

a) als direkte Sonnenstrahlung (5),

*) Dargestellt am Beispiel von „Les Carroz d'Arraches", 1000 m über NN, Savoyer Alpen.

b) als Himmelsstrahlung (6).

2) Die Bestrahlungsmöglichkeiten verschiedener rotierender Sonnenkollektorflächen (7).

3) Zum Studium der Trocknung von Heu und türkischem Weizen (Zea mays) (8) die Besonnung:

a) eines vertikalen Zylinders: Allgäuer Heinze, Stiefler, Hiefler;

b) der beiden Seiten einer vertikalen Ebene: Harpfe, Kosolec, Mais crib.

Jetzt berichte ich über eine einfache mathematische Methode zur Berechnung der Sonnen- und Himmelsstrahlung und Bestrahlungsstärke bei beliebiger Zeitdauer und an beliebigen Tagen in einem Punkt einer gegebenen geneigten Bodenfläche bei gegebenem Horizontverlauf, wenn die Tagesgänge der Sonnen- sowie Himmelsstrahlung bei freiem Horizont in der Gegend bekannt sind.

Seit langem hatte man daran gedacht, die Intensität der Sonnenstrahlung in einem Punkt einer beliebigen Ebene mit Hilfe der vektoriellen Methode zu berechnen: Schon im Jahre 1928 berichtete SCHUBERT (9) über die Anwendung der vektoriellen Methode für die Lösung von Strahlungsproblemen. Dafür hat er nach den Messungsreihen der direkten Sonnenstrahlung, welche MARTEN von 1906 bis 1915 im Potsdamer Observatorium durchgeführt hatte, Tabellen berechnet. Diese Tabellen, die für das mittlere Norddeutschland gültig sind, geben für den 15. jeden Monats die Tagesgänge der drei Komponenten der direkten Sonnenstrahlung an, d. h. die Bestrahlungsstärke der Süd- und Nordwand, der West- und Ostwand, der horizontalen Ebene. Im Jahre 1937 führte auch PERS in Grenoble die vektorielle Methode (2) ein; leider hatte er keine ausreichenden Meßreihen der direkten Sonnenstrahlung zur Verfügung und hatte nicht daran gedacht, die aktinometrischen Tabellen des Observatoriums von Parc-Saint-Maur zu benützen. Vor 18 Jahren hatte auch in Schweden PLEIJEL (3) eine interessante Anwendung der Sonnen- und Himmelsstrahlung gemacht.

2. Direkte Sonnenstrahlung

Die Momentanwerte der Stärke der direkten Sonnenstrahlung in einem Punkt 0 einer Fläche F können wir mit folgender Gleichung definieren (Abb. 1):

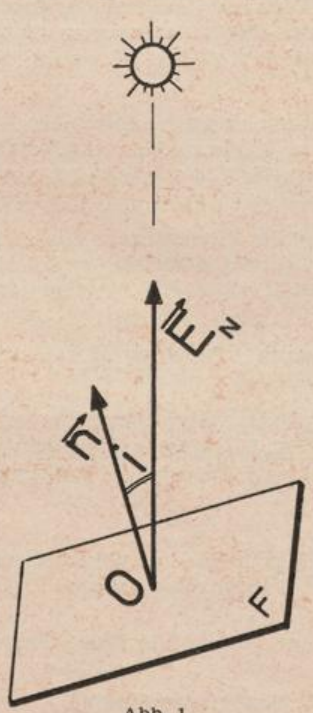


Abb. 1
Der Momentanwert der Intensität der direkten Sonnenstrahlung als Skalarprodukt definiert.

$$E_F = E_n \cdot \cos i \qquad [1]$$

wo i der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen und E_n die Stärke der direkten Sonnenstrahlung bei rechtwinkeligem Auftreffen sind. Bemerken wir, daß die Gleichung [1] durch folgendes Skalarprodukt dargestellt werden kann:

$$E_F = n \cdot E_n \qquad [2]$$

wo E_n ein nach der Sonne gerichteter Vektor ist und n ein Einheitsvektor, der senkrecht auf der Fläche F im Punkt O ist.

In einem nach drei Achsen orientierten rechtwinkeligen Koordinatensystem OXYZ (Abb. 2) sei X nach Süden, Y nach Westen, Z nach dem Zenit gerichtet; wir

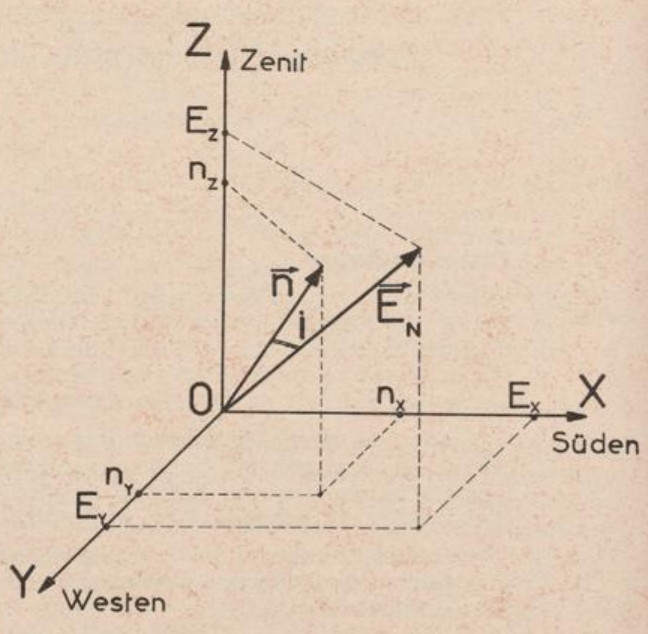


Abb. 2
Das Skalarprodukt der Intensität der direkten Sonnenstrahlung in einem Koordinatensystem von drei Achsen definiert.

zerlegen beide Vektoren n und E_n in drei zu den Achsen parellele Komponenten. Sind n_x, n_y, n_z die Richtungskosinus des Vektors n, und E_x, E_y, E_z, die Komponenten des Vektors E_n, so folgt:

$$E_F = n_x \cdot E_x(t) + n_y \cdot E_y(t) + n_z \cdot E_z(t) \qquad [3].$$

Bemerkt sei, daß $E_x(t)$, $E_y(t)$, $E_z(t)$ die den folgenden Ebenen zukommenden Komponenten der Strahlungsintensität sind: YOZ – Südwand, positiv, Nordwand, negativ; ZOX – Westwand, positiv, Ostwand, negativ; XOY – Horiontale Bodenfläche, positiv.

Um die Intensität der direkten Sonnenstrahlung in dem Punkt O der Fläche F für eine beliebige Zeit und ein beliebiges Datum graphisch leicht zu ermitteln, ziehen wir für den 15. jeden Monats die Tagesgangkurven der Funktionen der Strahlungsstärke $E_x(t)$, $E_y(t)$, $E_z(t)$. Trotz des Mangels an Meßreihen der direkten Sonnenstrahlung in der betrachteten Gegend habe ich diese Kurven für heitere Tage und in 1000 m Meereshöhe (Höhe unserer Bodenfläche F) zeichnen können, und zwar mit Hilfe der aktinometrischen Tabellen von F. STEINHAUSER (10). Die Abb. 3 entspricht dem 15. Juni bei wolkenlosem Himmel. Für jede beliebige Zeit t_m lesen wir die entsprechenden Werte von $E_x(t_m)$, $E_y(t_m)$, $E_z(t_m)$, ab. Auf diese Weise ist es möglich, für jeden Monat bei gegebenen Werten der Richtungskosinus n_x, n_y, n_z die mittleren Tagesgangkurven der Intensität der direkten Sonnenstrahlung für die betrachtete geneigte Bodenfläche des Beobachtungsstandpunkes zu zeichnen. Die Abb. 4 stellt die Tagesgangkurven bei wolkenlosem Himmel für den 15. Dezember und den 15. Juni dar. Die Zeitpunkte des Beginns b und des Endes e der

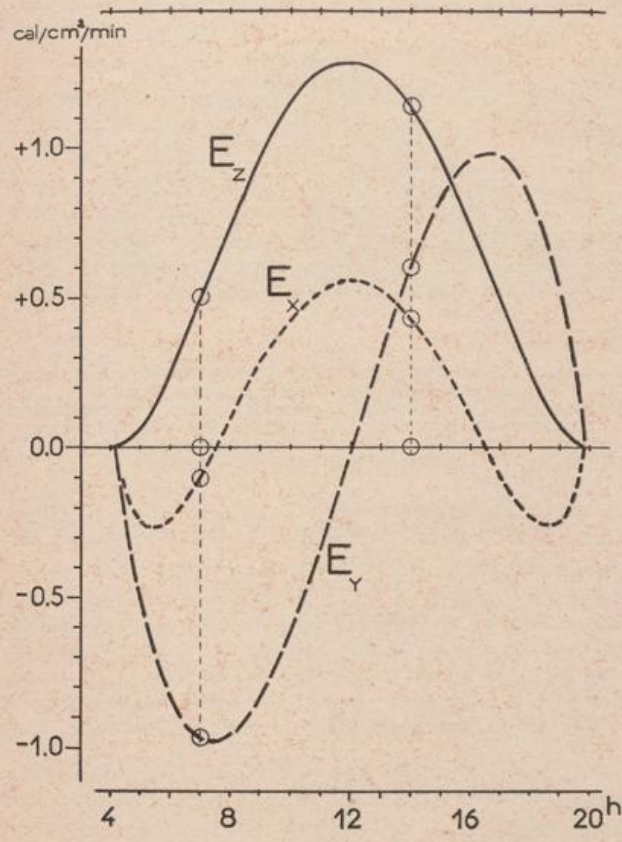


Abb. 3
Tagesgang des Momentanwertes der Intensität der direkten Sonnenstrahlung $E_x(t)$, $E_y(t)$, $E_z(t)$, auf die drei Ebenen YOZ, ZOX, XOY in 1000 m Seehöhe am 15. Juni bei wolkenlosem Himmel unter Verwendung der Tabellen von STEINHAUSER.

direkten Sonnenstrahlung am Beobachtungspunkt werden unter Berücksichtigung terrestrischer Hindernisse durch einfache Ablesung eines mittels des früher beschriebenen stereographischen Perspektographen nach RIBLET (4) aufgezeichneten Besonnungsdiagramms ermittelt (Abb. 5).

Die Werte von n_x, n_y, n_z, werden ebenfalls mittels des Perspektographen bestimmt. Dafür wird zuerst die stereographische Perspektive der Tangentialebene E, welche die Bodenfläche F am Standpunkt O berührt, ermittelt. Diese Perspektive ist auch die stereographische Projektion Ξ der E'-Ebene, welche durch das Zentrum O' des Perspektographen parallel zur E-Ebene verläuft. Der Schnitt mit der E'-Ebene bildet auf der örtlichen Sphäre einen Hauptkreis Γ, dessen stereographische Projektion auf die horizontale Ebene die gesuchte Ξ Linie ist. Ξ ist ein Kreis. Mehr als drei Punkte $p_1, p_2, \ldots, p_n$ brauchen wir, um diesen Ξ Kreis mit genügender Genauigkeit empirisch ermitteln zu können. Um diese Punkte mittels des stereographischen Perspektographen nach RIBLET auf dem Blatt Papier unmittelbar anzukreuzen, visiert man für verschiedene Richtungen eine bewegliche, einige Meter entfernte vertikale Latte an, welche einen horizontalen Strich trägt, dessen Höhe über dem Boden so eingestellt worden ist, daß sie derjenigen des Zentrums O' des Perspektographen gleich ist. Die erhaltenen angekreuzten Punkte erlauben es, den Ξ Kreis zu zeichnen. Nach einer einfachen geometrischen Konstruktion (Abb. 6) werden die Werte von T, sin A und cos A graphisch bestimmt, und die Anwendung der drei Formeln

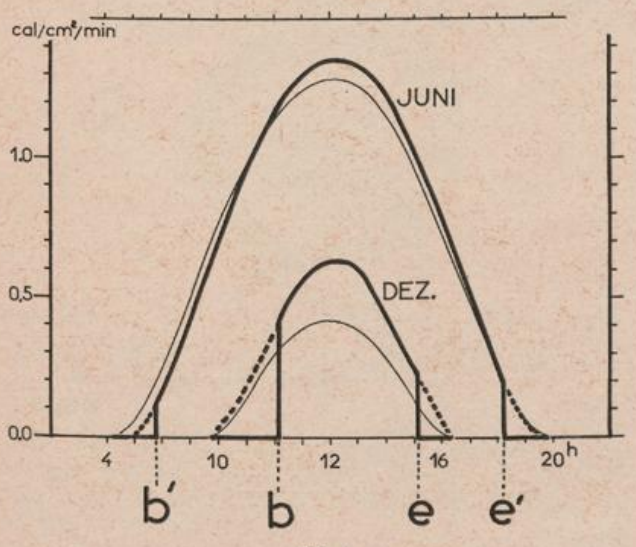


Abb. 4
Ergebnisse: Berechneter Tagesgang des Momentanwertes der Intensität der direkten Sonnenstrahlung auf die geneigten Bodenfläche F, bei wolkenlosem Himmel, im Zeitraum b bis e der möglichen Besonnung (infolge terrestrischer Hindernisse) für den 15. Dezember und den 15. Juni.

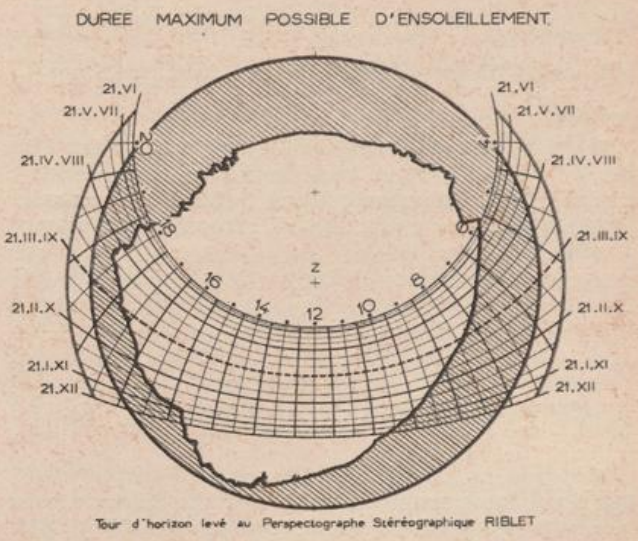


Abb. 5
Besonnungsdiagramm (mit Hilfe des stereographischen RIBLET-Perspektographen aufgezeichnet), zur Ermittlung des Zeitraums vom Beginn b bis zum Ende e der möglichen Besonnung am Standort.

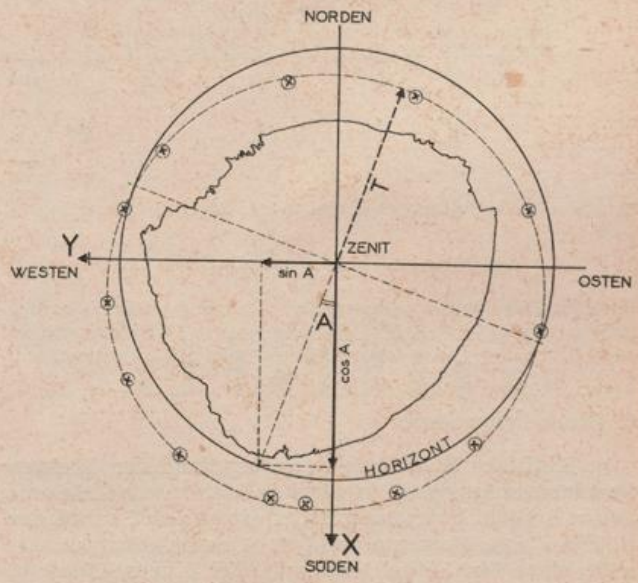


Abb. 6
Die zur graphischen Bestimmung der Werte von T, sin A, cos A erhaltene Zeichnung, welche zur Berechnung der Richtungskosinus n bezüglich der Bodenfläche gebraucht werden.

$$n_x = \frac{1-T}{1+T^2} \cdot \cos A \quad \Big| \quad n_y = \frac{1-T}{1+T^2} \cdot \sin A \quad \Big| \quad n_z = \frac{2T}{1+T^2}$$

gibt uns in diesem betrachteten Fall folgende Werte:

$n_x = 0{,}13 \qquad n_y = 0{,}05 \qquad n_z = 0{,}99.$

Die tatsächlichen Werte der Bestrahlung Q_F der Fläche F in dem Zeitraum vom Beginn b bis zum Ende e der möglichen Sonnenstrahlung (infolge terrestrischer Hindernisse) können wir durch die folgenden Relationen ausdrücken:

$$Q_F(t) = n_x \cdot \int_b^e E_x(t)\mathrm{d}t + n_y \cdot \int_b^e E_y(t)\mathrm{d}t + n_z \cdot \int_b^e E_z(t)\mathrm{d}t \qquad [4]$$

$$Q_F(t) = n_x \cdot \Big[Q_x(t)\Big]_b^e + n_y \cdot \Big[Q_y(t)\Big]_b^e + n_z \cdot \Big[Q_z(t)\Big]_b^e \qquad [5]$$

Um diese Integrierungen durch einfache Subtraktionen zu ersetzen, haben wir die Integralkurven $Q_x(t)$, $Q_y(t)$, $Q_z(t)$, für den 15. jeden Monats berechnet und gezeichnet (Abb. 7). Diese Methode hatten wir in dem einfachen Fall einer horizontalen Ebene schon gebraucht (5). So erhalten wir den Jahresgang der tatsächlichen täglichen Sonneneinstrahlung auf die geneigte Fläche im Beobachtungspunkt bei wolkenlosem Himmel und Berücksichtigung des gegebenen Horizontverlaufs (Abb. 8).

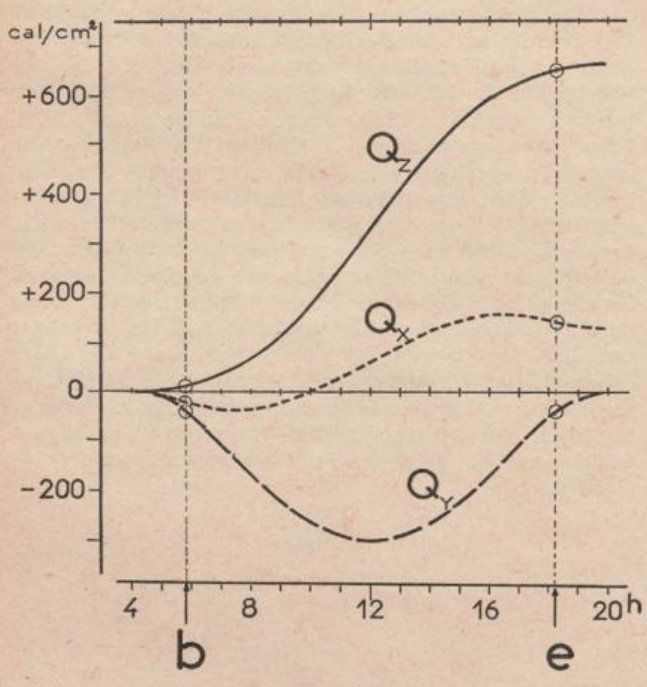


Abb. 7
Ermittlung der tatsächlichen Werte der direkten Sonnenstrahlung

$$\Big[Q_x(t)\Big]_b^e \quad \Big[Q_y(t)\Big]_b^e \quad \Big[Q_z(t)\Big]_b^e$$

durch einfache Substraktionen der abgelesenen Ordinaten der Integralkurven $Q_x(t)$, $Q_y(t)$, $Q_z(t)$, welche dem Zeitraum zwischen den Grenzen b und e der möglichen Besonnung entsprechen.

3. Himmelsstrahlung

In ähnlicher Weise wie zuvor im Falle der direkten Sonnenstrahlung werden wir auch hier unsere Gleichungen aufstellen. Zuerst definieren wir in dem Punkt O der Fläche F den Momentanwert de_F der Strahlungsintensität eines im Einheits-Raumwinkel eingeschlossenen Flächenelements des Himmels (Abb. 9):

$$de_F = de_n \cdot \cos i \qquad [1']$$

wo de_n der Strahlungsstärke bei rechtwinkeligem Auf-

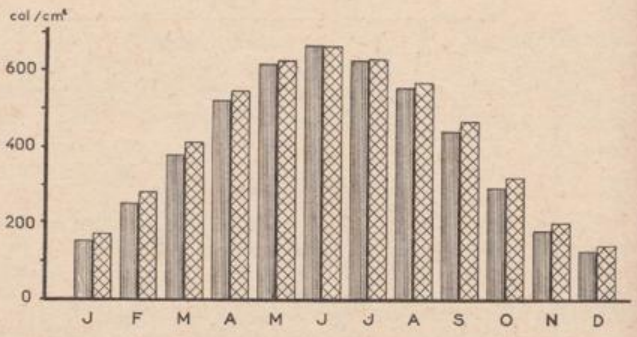


Abb. 8
Ergebnisse: Jahresgang der tatsächlichen Sonnenbestrahlung (am 15. jedes Monats) bei wolkenlosem Himmel:
a) der geneigten Bodenfläche des Standortes bei gegebenem Horizontalverlauf, berechnete Werte (helle Rechtecke);
b) der horizontalen Ebene bei freiem Horizont (dunkle Rechtecke).

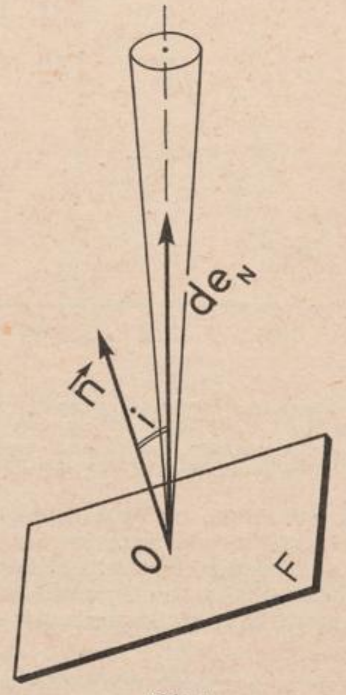


Abb. 9
Der Momentanwert der Intensität der Himmelsstrahlung eines in einem Einheits-Raumwinkel eingeschlossenen Flächenelements des Himmels als Skalarprodukt definiert.

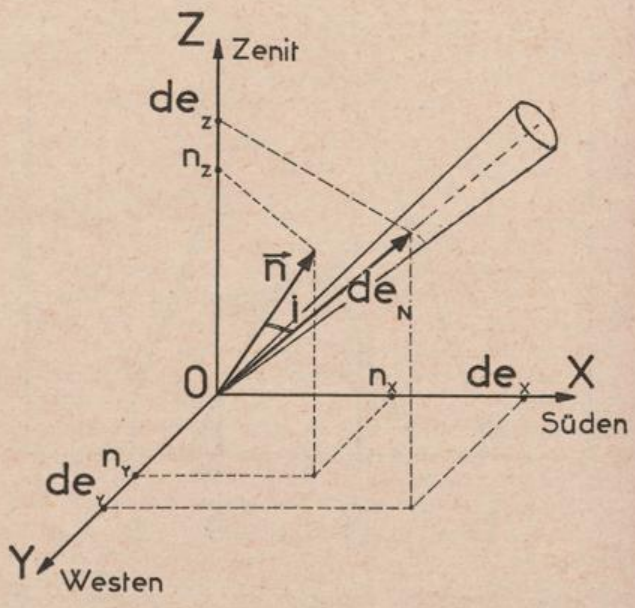


Abb. 10
Das Skalarprodukt der Einheit der Himmelsstrahlungs-Intensität in einem Drei-Achsen-Koordinatensystem definiert.

treffen entspricht. Ersetzen wir die Gleichung [1'] durch das Skalarprodukt:

$$de_F = n \cdot de \qquad [2']$$

In dem schon gewählten Koordinatensystem haben wir dann (Abb. 10):

$$de_F = n_x \cdot de_x + n_y \cdot de_y + n_z \cdot de_z \qquad [3']$$

Bemerken wir, daß de_x, de_y, de_z, die Intensitäten der Bestrahlung der YOZ-, ZOZ-, XOY-Ebenen sind. Durch Integrierung erhalten wir den Momentanwert e_F der Himmelsstrahlungsstärke des sichtbaren Teiles des Himmelsgewölbes im Punkt O der Fläche F:

$$e_F = n_x \int_\Omega de_x + n_y \int_\Omega de_y + n_z \int_\Omega de_z \qquad [4']$$

$$e_F = n_x [e_x]_\Omega + n_y [e_y]_\Omega + n_z [e_z]_\Omega \qquad [5']$$

$[e_x]_\Omega$, $[e_y]_\Omega$, $[e_z]_\Omega$, sind die Momentanwerte der Strahlungsstärke des im Punkt O sichtbaren Himmelsgewölbes auf die entsprechenden Ebenen YOZ, ZOX, XOY.

Den Momentanwert von e_F werden wir mittels einer zuerst bestimmten Bezugsgröße ermitteln: die Strahlungsintensität des nämlichen Himmelsgewölbes bei freiem Horizont in einem Punkt O der horizontalen Ebene, d. h. der aktinometrische Wert der „Intensität der Himmelsstrahlung". Um die relativen Werte von $[e_x]_\Omega$, $[e_y]_\Omega$, $[e_z]_\Omega$, durch einfache Summierung von Vierecken leicht zu ermitteln, legen wir nacheinander auf den für das Besonnungsdiagramm schon aufgezeichneten Umkreis des Horizonts drei Netze, die so konstruiert worden sind, daß jedes Flächenelement die stereographische Projektion eines Himmelsfeldes ist, dessen Strahlungsstärke im Punkt O der entsprechenden Ebene 1/500 von derjenigen ist, welche vom ganzen Himmelsgewölbe bei freiem Horizont auf die horizontale Ebene ausgeübt würde. Die hier gebrauchten drei Netze (Abb. 11) haben wir für den Fall eines 10/10 bedeckten

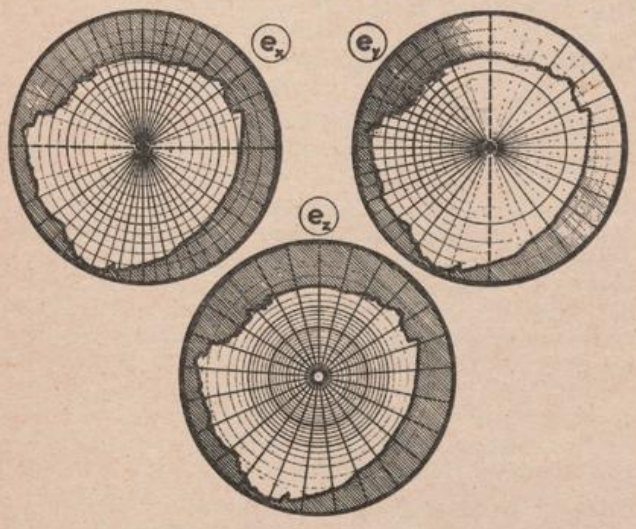


Abb. 11
Netze zur Berechnung der Himmelstrahlungsstärken e_x, e_y, e_z, in den Bezugsebenen YOZ, ZOX, XOY, bei gegebenem Horizontverlauf, durch einfache Summierung der Vierecke im unverdeckten Teil des Himmels.

Himmels mit einer von der Sonnenlage und dem Azimut unabhängigen Leuchtdichte-Verteilung gezeichnet, welche der von der Internationalen Beleuchtungskommission (C.I.E.) empfohlenen Formel von MOON und SPENCER entspricht:

$$B_\Theta = \frac{1 + 2\cos\Theta}{3} \cdot B_z$$

wo B_z und B_Θ die Himmelsleuchtdichte am Zenit für eine Zenitdistanz Θ darstellen.

Die Verwendung dieser Netze für einen heiteren Himmel, dessen Leuchtdichteverteilung ganz verschieden ist, verursacht Fehler, welche jedoch geringe Konsequenzen für die Ermittelung der Globalstrahlung haben, weil, besonders in Höhenlagen, die Himmelsstrahlung des blauen Himmels im Vergleich zur direkten Sonnenstrahlung sehr schwach ist.

Infolge des Mangels an Meßreihen der Intensität der Himmelsstrahlung in der betrachteten Gegend, wenden wir die Werte der aktinometrischen Tabellen von DIRMHIRN (1) für 1000 m Meereshöhe bei 10/10 bedecktem Himmel sowie bei wolkenlosem Himmel an. Auf diese Weise können wir den Tagesgang der Momentanwerte der tatsächlichen Intensität der Himmelsstrahlung und den Jahresgang der tatsächlichen täglichen Himmelsstrahlung auf eine geneigte Meßfläche bestimmen.

Durch Benutzung unserer Berechnungen der direkten Sonnenstrahlung und der Himmelsstrahlung ist es uns jetzt möglich, im Falle eines gegebenen natürlichen Ho-

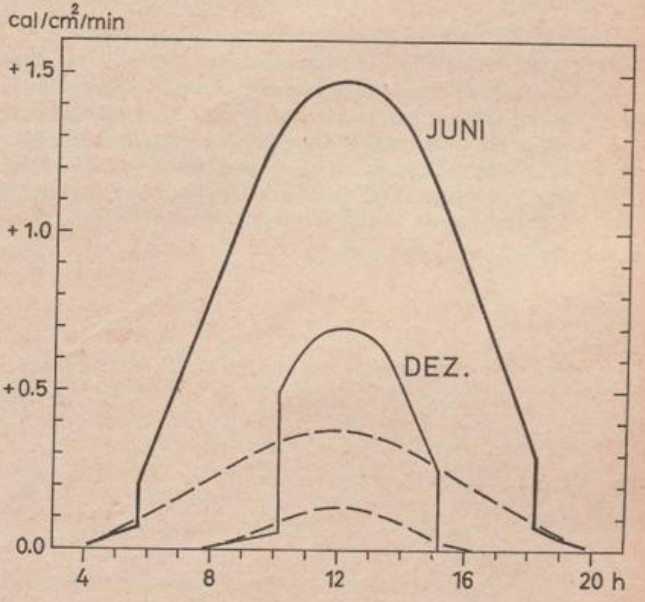


Abb. 12
Ergebnisse: Berechnete Tageskurven der tatsächlichen Stärke der Globalstrahlung (Sonne+Himmel) auf die geneigte Bodenfläche des Standortes, bei gegebenem Horizont am 15. Juni und am 15. Dezember:
a) bei wolkenlosem Himmel (ausgezogene Linie);
b) bei 10/10 bedecktem Himmel (gestrichelte Linie).

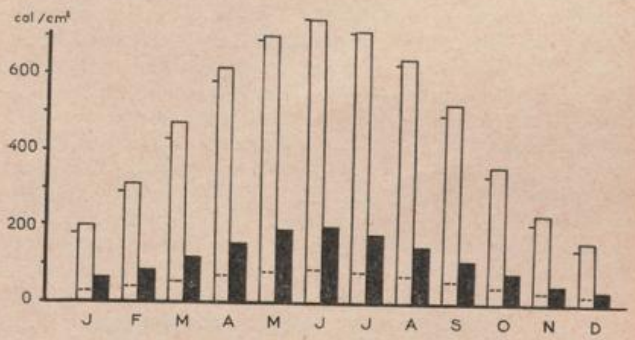


Abb. 13
Ergebnisse: Jahresgang der täglichen tatsächlichen Globalstrahlung (Sonne+Himmel) der geneigten Bodenfläche am Standort des gegebenen Horizontes.
1) bei wolkenlosem Himmel:
a) Globalstrahlung (große weiße Rechtecke);
b) Himmelstrahlung allein (niedrige, innere weiße Recktecke).
2) bei 10/10 bedecktem Himmel:
In diesem Fall ist die Globalstrahlung der Himmelsstrahlung gleich (schwarze Rechtecke).
3) Die Globalstrahlung auf die horizontale Ebene bei wolkenlosem Himmel und freiem Horizont ist durch die kleinen horizontalen Striche am Rand der großen Rechtecke angegeben.

rizontes die Tagesgangkurven des Momentanwertes der Globalstrahlungsstärke (Sonne + Himmel) (Abb. 12) sowie die Jahresgangkurven der täglichen Globalstrahlung (Abb. 13) auf eine geneigte Bodenfläche zu zeichnen.

Literatur

(1) DIRMHIRN, I.: Untersuchungen der Himmelsstrahlung in den Ostalpen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Höhenabhängigkeit. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. B, 2 (1951) S. 301—346.

(2) PERS, R.: Recherches sur les durées d'insolation. Thèse Sc. Phys. Paris, 1937.

(3) PLEIJEL, G.: Nomograms for Computation from Sun and Sky. IVA (Schweden), 23 (1952), 5, S. 224—227.

(4) RIBLET, J.: Le perspectographe stéréographique Riblet, appliqué à la détermination de la durée maximum possible d'insolation en montagne. 4e Congrès International de Météorologie Alpine, Chamonix, 1956. La Météorologie, (1957) No. 45—46, S. 329—334.

(5) RIBLET, J.: Evaluation du bilan effectif de «l'irradiation» par le rayonnement solaire direct en un point d'un glacier du Massif du «Mont Blanc»: la «Mer de Glace». VIe Congrès International de Météorologie Alpine, Bled, Yougoslavie, 1960. Inst. Hydrométéor. Fédéral de la République Populaire Fédérative de Yougoslavie, Beograd (1962), S. 451—456.

(6) RIBLET, J.: Extension de la notion de «Composante de ciel», définie par la C.I.E., à celle d'indice microclimatique de rayonnement du ciel dans une vallée alpine. 7. Congresso internazionale di Meteorologia alpina, Sauze d'Oulx — Sestrière, Geofis. e Meteor., 11 (1963), S. 272—274.

(7) RIBLET, J.: Über die Bestimmung der Bestrahlungsmöglichkeiten von verschiedenen Sonnenkollektorflächen bei kupiertem Horizont. 8. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, Villach, 1964. Carinthia II, 24. Sonderheft, Wien (1965), S 282 bis 289.

(8) RIBLET, J.: Détermination de l'orientation selon laquelle l'ensemble des deux faces d'un plan vertical reçoit l'irradiation solaire directe optimum en un point de station à tour d'horizon découpé dans les Alpes. Application à des questions de climatologie agricole. 10é Congrès International de Météorologie Alpine, Grenoble, 1968. (Noch nicht veröffentlicht.)

(9) SCHUBERT, J.: Die Sonnenstrahlung im mittleren Norddeutschland nach den Messungen in Potsdam. Meteor. Z. 45 (1928), S. 1—16.

(10) STEINHAUSER, F.: Der Tages- und Jahresgang der auf die horizontale Ebene und auf verschieden orierentiere senkrechte Wände einfallenden Intensität der Sonnenstrahlung in verschiedenen Höhenlagen in Österreich. Österr. Ing. Archiv, 10 (1956), Nr. 2—3, S. 292—300.

M. SCHÜEPP*) und TH. GUTERMANN

DK 551.555.3

Der Föhn des Rheintales zwischen Chur und Bodensee

Bestimmung der Föhntermine mit Hilfe der
Diskriminanzanalyse von FISHER

Zusammenfassung

In den vergangenen Jahren wurde in der Schweiz versucht, Föhnprognosen mit Hilfe verschiedener meteorologischer Parameter zu erhalten. Dabei muß jedes Tal gesondert betrachtet werden, da z. B. in engen Quertälern (Altdorf) andere Verhältnisse herrschen als im gegen den Alpenkamm auffächernden oberen Rheintal. Für das letztere wurde zur objektiven Bestimmung der Föhnvorkommen auf Grund des Trennverfahrens (Diskriminanzanalyse) von FISHER ein kombiniertes Föhnmaß verwendet, welches die Parameter Windrichtung, Windstärke, relative Feuchtigkeit und Temperatur am Beobachtungsort berücksichtigt.

Weitere Untersuchungen sind im Hinblick auf die Sturmwarnung auf dem Bodensee geplant.

Abstract

For some years, attempts have been made in Switzerland to forecast the appearance of foehn winds by using different meteorological parameters. In the Alps, every valley must be considered separately, conditions being quite different according to shape and orientation. The narrow deep valley of the Reuss (Altdorf) e. g. contrasts with the ramiform valley of the Rhine above the lake of Constance. For the latter one, a combined foehn index, based on FISHER's discriminant analysis, has been used for a objective determination of foehn existence, which takes into account the parameters of wind direction, wind speed, relative humidity and temperature.

Further investigations are planned, especially with regard to the storm warning on the lake of Constance.

Trotzdem seit den klassischen Arbeiten von FICKERS über den Föhn viele Jahrzehnte verflossen sind und manche Studie und manche Theorie seither publiziert wurde, sind wir noch lange nicht an dem Punkt angelangt, wo wir erklären können, daß wir alle Arten des Föhns in all den verschiedenen Gebirgstälern genau verstehen. In einzelnen Gebieten ist der Föhn sehr gut ausgeprägt und dementsprechend auch meist näher untersucht worden, in der Schweiz z. B. der Glarner Föhn, welcher durch STREIFF-BECKER (1) in seinem Heimatgebiet, dem Kanton Glarus, studiert wurde.

Das Reußtal nördlich des Gotthardpasses gehört ebenfalls zu den klassischen Föhngebieten. Die Verhältnisse sind dort recht einfach, indem die Alpenketten zu einer einzigen Kammlinie zusammengerafft sind und das Quertal zudem wenige Verzweigungen aufweist, wie dies nur an wenigen Stellen des Gebirges der Fall ist. Eine 1966 erschienene Dissertation von WIDMER (2) hat die Möglichkeiten der Föhnprognose im Reußtal mit Hilfe der bekannten meteorologischen Parameter geprüft: sowohl Einsatz als auch Ende des Föhns sind in der Hauptklimastation Altdorf südlich des Vierwaldstättersees so genau definiert, daß eine objektive Prüfung der gewonnenen Regeln leicht ist. Gute Regeln zu finden ist allerdings weniger einfach, wir sollten dazu vor allem, wie sich gezeigt hat, eine gute Prognose der Strömung im 850-mb-Niveau besitzen, nicht nur in den höheren Schichten, in 500 mb und darüber.

Während die beiden erwähnten Föhngebiete in vielen Beziehungen ähnliche Verhältnisse aufweisen (kurze, tief eingeschnittene Quertäler) finden wir im oberen Rheintal ein stark abgewandeltes Bild, wesentlich kompliziertere topographische Voraussetzungen. Das mag mit ein Grund sein, daß der Föhn des Rheintales, trotzdem er nicht etwa selten, sondern in einzelnen Teilen des Tales sogar eine gegenüber den Nachbartälern wesentlich häufigere Erscheinung darstellt, noch nicht näher untersucht ist. Dazu kommt, daß die Grenzlage Schweiz-Lichtenstein-Österreich-Deutschland umfassende Untersuchungen erschwert. Für die neuen Arbeiten in diesem Gebiet (3) konnte daher nicht wesentlich auf Bestehendes zurückgegriffen werden.

Das Rheintal fächert südlich von Chur in Richtung des Gebirgskammes in eine große Zahl von einzelnen Tälern auf, wird Graubünden doch nicht umsonst das Land der 150 Täler genannt. Das bringt eine wesentliche Komplikation, da sich neben der von Süden über die Alpen herangeführten Föhnluft die bündnerischen, nördlich des Kammes lagernden Luftmassen wesentlich am Strömungsverlauf zwischen Chur und Bodensee beteiligen und speziell das Anfangsstadium des Föhns verwischen.

*) Vortragender

Andererseits ist es wichtig, den Föhn des Rheintales genau zu kennen, sowohl aus wissenschaftlicher Sicht als auch von der praktischen, prognostischen Seite her. Nirgends im schweizerischen Gebiet finden wir häufigere Föhnlagen, und wenn die Gradienten genügend stark werden, kann sich der Einfluß der Südströmung in Bodennähe bis zum Bodensee erstrecken. Häufiger werden nur die voralpinen Gebiete, z. B. das Appenzellerland, davon erfaßt.

Das Problem interessiert daher neben der Schweiz und Liechtenstein auch Österreich und Deutschland für die Sturmwarnung. Bis jetzt wurden ja mit der Sturmwarnung auf dem Bodensee nur die — allerdings weit häufigeren — West- und Gewitterstürme erfaßt, nicht aber der unberechenbare Föhn. Ist er tatsächlich unberechenbar? Diese Frage können wir zur Zeit noch nicht beantworten, wir hoffen: nein. Das bis jetzt noch wenig erforschte Rheintal, in dem sich keine große Stadt mit ihren finanziellen und technischen Hilfsmitteln befindet, hat im Gegensatz zu anderen Gebieten den Vorteil, daß sich südlich des Bodensees im Strömungsverlauf keine Seeflächen befinden, welche die Untersuchung erschweren. Es besteht daher die Möglichkeit einer exakten mesoklimatologischen Erforschung und die Prüfung der verschiedenen Föhntheorien durch eine aerologisch entsprechend ausgerüstete Forschergruppe.

Wir geben nachfolgend einen kurzen Überblick der in den vergangenen zwei Jahren durchgeführten Arbeiten.

Durch die Tatsache, daß die Föhnvorkommen zwischen Chur und Sargans trotz der größeren Häufigkeit im allgemeinen deutlich schwächer ausgeprägt sind, rückte das Problem der Abgrenzung der Föhnphasen dieses Gebietes in den Vordergrund. Die versuchsweise durchgeführte Bestimmung der Beobachtungstermine mit Föhn für die Klimastation Bad Ragaz durch 14 Fachleute der Zentralanstalt in Zürich zeigte, wie weit die subjektiven Ansichten auseinander gehen: Die Anzahl der als Föhntermine bezeichneten Beobachtungen schwankte für das Jahr 1966 zwischen 78 und 165.

Die unveränderte Übernahme von Grenzwerten, wie sie von verschiedenen Autoren bei ihren Untersuchungen auf die bekanntesten Föhnmerkmale (Temperaturerhöhung, Rückgang der relativen Feuchtigkeit und südliche, häufig stürmische Winde) angewendet wurden, schien unzweckmäßig, da daraus eine zu geringe Föhnhäufigkeit resultiert hätte. Es wurde daher der Versuch unternommen, für die Bestimmung der Föhntermine eine kombinierte Größe zu verwenden, welche sich aus den geeigneten Föhnmerkmalen zusammensetzt. Eine entsprechende Abgrenzung von Größen, die durch mehrere Variable bestimmt sind, erlaubt das in der Statistik bekannte Trennverfahren (Diskriminanzanalyse) von FISHER, welches bei Linder (4) und Weber (5) ausführlich beschrieben ist.

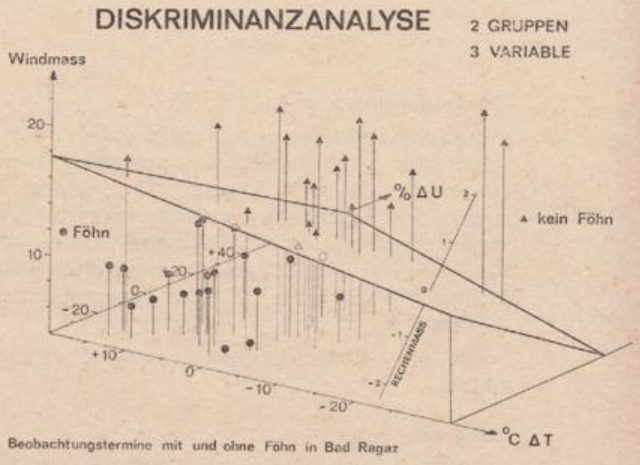
Als für die Station Bad Ragaz signifikante Föhnmerkmale gingen aus der Voruntersuchung erneut die bekannten Größen Temperatur, Feuchtigkeit, Windrichtung und Windstärke hervor. Für die beiden ersten Variablen wurden an Stelle der Absolutbeträge die Abweichungen von den langjährigen monatlichen Mittelwerten verwendet. Dadurch erfolgte die Ausschaltung des mittleren Jahres- und Tagesganges sowie eine bessere Annäherung an Normalverteilungen, was sich bei der Anwendung des Trennverfahrens positiv auswirkte. Im weiteren wurden Windstärke und Windrichtung in einem kombinierten Windmaß zusammengefaßt.

Das Föhnmaß F errechnet sich aus den noch noch verbleibenden drei Variablen (Windmaß W, Feuchtigkeits ($\triangle U$)- und Temperaturabweichung($\triangle T$) auf additivem Wege nach einer linearen Gleichung der folgenden Form:

$$F = b_1 \cdot W + b_2 \cdot \triangle U + b_3 \cdot \triangle T + \text{Konstante} \qquad [1]$$

Ist F negativ, handelt es sich um einen Föhntermin, im positiven Falle um eine Beobachtung ohne Föhn.

Auf Grund zweier Stichproben (je 216 Föhn- und Nichtföhntermine, welche subjektiv eindeutig bestimmt werden konnten) wurden nun die in Gleichung [1] auftretenden Koeffizienten b_1, b_2 und b_3 sowie die Konstante so berechnet, daß die beiden Gruppen optimal getrennt sind. Die Abbildung zeigt die im dreidimensionalen Falle gerade noch mögliche geometrische Veranschaulichung, wobei nur je 20 Fälle aus den beiden Stichproben zur Darstellung gelangen. Während das Vorzeichen von F für die Gruppenzuordnung verantwortlich ist, zeigt die Absolutgröße des Föhnmaßes die Wahrscheinlichkeit der Gruppenzugehörigkeit: je kleiner der Betrag von F, desto näher liegt die Beobachtung in der Abbildung bei der Trennebene, d. h. desto eher handelt es sich um einen Grenzfall.



Geometrische Veranschaulichung der Trennung zweier Gruppen (Föhn- und Nichtföhntermine in Bad Ragaz) im dreidimensionalen Raum durch eine Ebene, deren optimale Lage durch die Diskriminanzanalyse von FISHER berechnet wird. Die Trennformel [2] ist die Gleichung der hier abgebildeten Ebene.

Die Anwendung der errechneten Trennformel

$$F = +1.98 \cdot W + 0.19 \cdot \triangle U - 0.21 \cdot \triangle T - 21.5 \qquad [2]$$

auf die langjährige Beobachtungsreihe 1939—68 von Bad Ragaz zeigte, daß die Resultate mit der durchschnittlichen subjektiven Föhnansicht gut übereinstimmen.

Vorerst mag bei dieser Methode ungewohnt sein, daß keine festen Grenzwerte für die einzelnen Merkmale bestimmt werden können. Durch die gleichzeitige Verwendung mehrerer Föhnkriterien wirken sich jedoch bei diesem Vorgehen ungenaue Messungen einzelner Größen nicht so stark aus, wodurch die Möglichkeit von Fehlklassifikationen verringert wird.

Die auf Grund von Stichproben von Bad Ragaz berechneten Parameter (b_i und Konstante) sind ortsspezifisch; diese Werte müssen daher für jede Station getrennt berechnet werden. Es zeigte sich jedoch, daß für Beobachtungsstationen in ähnlicher Lage mit der gleichen Trennformel gearbeitet werden kann, wenn bestimmte Anpassungen an den Ausgangsdaten vorgenommen werden. Auf diese Weise konnten die Ergebnisse im Rheintal mit den Föhnhäufigkeiten verglichen werden, welche für den in der Schweiz als eigentliche Südföhnstation verwendeten Ort Altdorf im Reußtal auf dieselbe Art berechnet wurden. Die entsprechenden Werte sind in folgender Tabelle zusammengestellt.

Eine ausführliche Beschreibung des hier dargestellten Verfahrens findet sich in den Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Heft 18 (3), wo auch weitere klimatologische Ergebnisse der Föhnuntersuchungen im Rheintal zwischen Chur und Bodensee zusammengestellt sind.

Jahreszeitliche und jährliche mittlere Föhnhäufigkeiten zehn- und dreißigjähriger Perioden für die Stationen Bad Ragaz (Rheintal) und Altdorf (Reußtal): Aufgeführt wurde die absolute Anzahl Beobachtungstermine mit Föhn (bei täglichen Beobachtungen um 0730, 1330 und 2130 Uhr).

Periode	Frühling		Sommer		Herbst		Winter		Jahr	
	Ragaz	Altdorf	Ragaz	Altdorf	Ragaz	Altdorf	Ragaz	Altdorf	Ragaz	Altdorf
1939—48	38.1	24.6	12.4	7.5	22.7	11.1	28.1	14.3	101.3	57.5
1949—58	31.7	17.9	12.7	5.9	19.0	10.9	25.3	12.0	88.7	46.7
1959—68	41.3	25.0	10.9	6.0	32.3	19.7	30.1	14.7	114.6	65.4
1939—68	37.0	22.5	12.0	6.5	24.7	13.8	27.8	13.7	101.5	56.5

Literatur

(1) STREIFF-BECKER, R.: Neue Untersuchungen über den Schweizerföhn. Denkschrift S.N.G. Bd. 74, Abh. 4.

(2) WIDMER, R.: Statistische Untersuchungen über den Föhn im Reußtal und Versuch einer objektiven Föhnprognose für die Station Altdorf. Vjschr. der Naturforsch. Ges. Zürich, Bd. 111, S. 331—375.

(3) GUTERMANN, T.: Vergleichende Untersuchungen zur Föhnhäufigkeit im Rheintal zwischen Chur und Bodensee. Veröff. Schweiz. Meteor. Zentr.-Anst., Heft 18 (1970).

(4) LINDER, A.: Statistische Methoden für Naturwissenschaftler, Mediziner und Ingenieure. Basel 1964.

(5) WEBER, E.: Grundriß der biologischen Statistik. Stuttgart 1967.

M. M. YOSHINO

DK 551.555.4 : 551.589.6

Die Bora in Jugoslawien: Eine synoptisch-klimatologische Betrachtung

Zusammenfassung

Die Bora der adriatischen Küste wurde vom Standpunkt der synoptischen Klimatologie aus untersucht. Zuerst wurden die makrosynoptischen Situationen bei Bora sowie Oroshi auf der pazifischen Seite von Japan und die Northers in den Great Plains, USA, in Zusammenhang mit dem Bodenhoch und der Lage der Tröge in der 500-mb-Fläche der Nordhemisphäre im Winter betrachtet. Dann wurde die Bora in zwei antizyklonale und zwei zyklonale Typen klassifizert und die Mittelkarten (Composite maps) des Luftdruckes am Boden und der Topographie der 500-mb-Fläche für jeden Typ angefertigt. Damit konnte die synoptische Lage für jeden Typ ausführlich beschrieben werden. Die Mittelwerte des Windes und der anderen meteorologischen Elemente während der Bora in Senj und Split wurde in Tabellen dargestellt.

Abstract

The local wind "Bora" on the adriatic coast was studied from the standpoint of synoptic climatology. First, macro-synoptic situations of Bora together with Oroshi on the pacific side of Japan and Northers in the Great Plains, USA, were considered in relation to the anticyclone at the ground level and the position of the troughs at the 500 mb level over the northern hemisphere in winter. Secondly, Bora was classified into four types. The composite maps of the pressure pattern at the ground level and the topography at the 500 mb level were made for the four types from the synoptic charts of typical 10 days respectively. Their situations are described in detail. The mean conditions of the wind and the other meteorological elements at Senj and Split during the typical Bora were given in tables accompanied.

1. Einleitung

Im allgemeinen wird bei der dalmatischen Bora eine zyklonale und eine antizyklonale Form unterschieden. Die zyklonale Bora herrscht bei trübem Wetter und Regen vor, während das Wetter im Fall der antizyklonalen Bora heiter ist. Oft wurde die Bora in drei Typen eingeteilt.

In der vorliegenden Arbeit wird die Bora nach vier Typen klassifiziert: Antizyklonal A und B sowie Zyklonal A und B. Die Luftdruckverteilung am Boden und die Topographie für 500 mb je nach deren Typen wurden durch die sogenannte „Composite map"-Methode angegeben, dann wurde versucht, räumliche Unterschiede der Luftdruckverteilung als Ursache der Bora in den vier Typen vom Standpunkt der synoptischen Klimatologie aus zu erklären. Für jeden Typ werden die Windverhältnisse und auch die anderen meteorologischen Elemente in Senj und Split an der dalmatischen Küste dargestellt.

Der „Oroshi" ist einer von den starken Lokalwinden Japans. Er bringt im Winter unter dem Einfluß des Kaltluftabflusses als Wintermonsun Kälte nach der Kanto-Ebene in Mitteljapan (11). Sein Charakter ähnelt dem der Bora, aber er hat auch umgekehrte Eigentümlichkeiten, zum Beispiel die Tagesschwankungen der Windgeschwindigkeit. Beim Oroshi ist die Föhnwirkung sehr deutlich zwischen den Küsten am Japanischen Meer und denjenigen am Pazifik, trotzdem ist es in der Kanto-Ebene an der pazifischen Seite sehr kalt. Man nimmt daher an, daß eine Bora-Erscheinung als eine der Ursachen dieser Kälte anzusehen ist.

Zum Vergleich dieser beiden Lokalwinde wurde die Untersuchung über die Bora versucht.

2. Makrosynoptische Lage bei Bora

Abb. 1 zeigt die Gebiete der Bora und der boraartigen Winde sowie des Oroshi im Zusammenhang mit dem Hochdruckgebiet in Eurasien im Winter. Nicht nur die Bora der adriatischen Küste, sondern auch die



Abb. 1
Die Gebiete der Bora, der boraartigen Winde und des Oroshi und die Luftdruckverteilung am Boden im Januar.

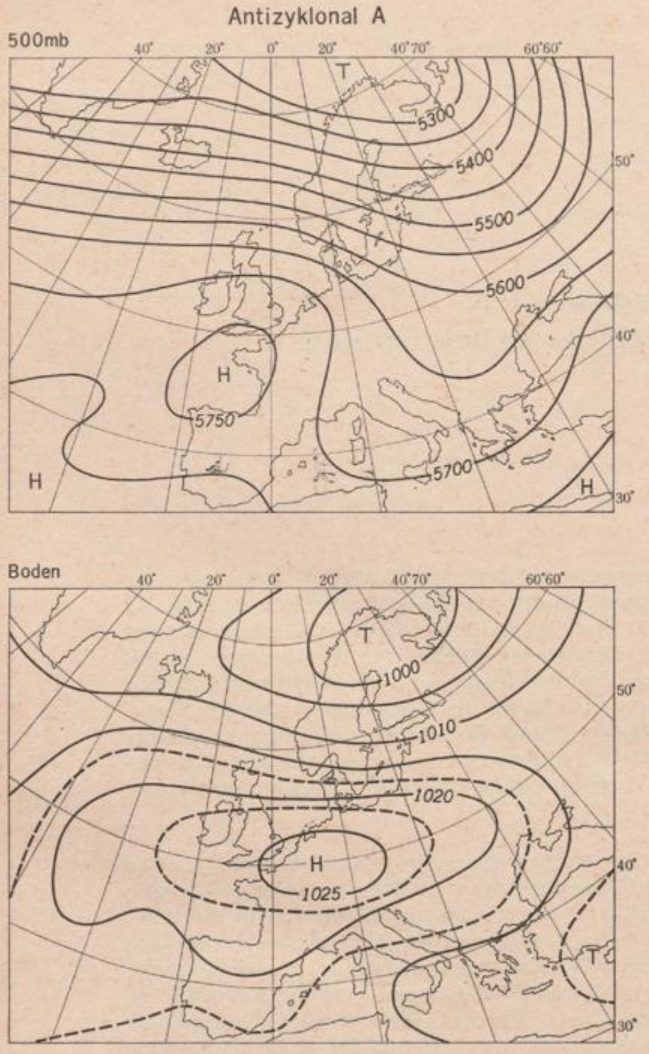


Abb. 2
Mittelkarten der Topographie der 500-mb-Fläche und des Luftdruckes am Boden beim Typ Antizyklonal A.

Bora von Noworossijsk am Schwarzen Meer (3) (5) (8), die in Nordskandinavien (6) (7) und auf Nowaja Semlja (10) sind bekannt. Es ist offensichtlich, daß die Bora und der Oroshi eine Randerscheinung des Hochs sind. Deshalb könnte man sagen, daß sie also makrosynoptisch eine Form des Kaltluftabflusses aus dem Hoch in Eurasien unter topographischen Lokalbedingungen sind. Am Boden ist der horizontale Gradient der Lufttemperatur in Windrichtung 4—5° C/100 km, und die Wasseroberflächentemperatur am Adriatischen und am Schwarzen Meer ist 4—10° C wärmer als die Lufttemperatur. Auf der Rückseite dehnt sich ein Gebirgsland in einer Höhe von 500—1500 m. In einem Teil davon gibt es immer eine Paß- und Tallage auf der Windseite. Diese topographische Bedingung ist in diesen Boragebieten ganz allgemein.

In der 500-mb-Fläche findet man drei klimatische Tröge auf der Nordhalbkugel im Winter. Sie sind auf 40° N am deutlichsten bei 140° E und dann bei 80° W und bei 20—40° E zu erkennen. Dies bedeutet klimatisch, daß die polare Kaltluft in den Gebieten westlich der Tröge leicht nach Süden abfließen kann, oder mit anderen Worten, daß die polare Kaltluft in Ostasien (Japan), in den Great Plains in den USA und in Mitteleuropa sowie auf der Balkan-Halbinsel leicht abfließen kann. Sie werden in Ostasien als Wintermonsun, auf der pazifischen Seite von Japan als Oroshi, in den USA als Northers und an den Küsten des Adriatischen und Schwarzen Meeres als Bora bezeichnet.

3. Eine synoptisch-klimatologische Untersuchung

a) Die Einrichtung der Daten

In dieser Untersuchung wurden die Boratage nach vier Typen, Antizyklonal A und B sowie Zyklonal A und B eingeordnet. Dabei wurde hauptsächlich das Klassifikationskriterium von RADNJA (9) zu Grunde gelegt, daneben die Beschreibungen von BÉNÉVENT (2), DARBY (4) und BAND (1) benutzt. Die Klassifikation wurde nach folgenden Gesichtspunkten durchgeführt: „Antizyklonal A" = entwickeltes Hoch in Mitteleuropa und schwaches Tief im Mittelmeergebiet. „Antizyklonal B" = entwickeltes Hoch liegt ebenfalls in Mitteleuropa, jedoch mit dem Zentrum im Atlantischen Ozean. Schwaches Tiefdruckgebiet im Mittelmeer mit dem Zentrum im Ostteil des Mittelmeeres. „Zyklonal A" = entwickeltes Tief liegt in Süditalien oder in der Mitte des Mittelmeeres. Über dem Adriatischen Meer herrscht NE-Strömung dieses Tiefs vor. „Zyklonal B" = Tief über Italien und ein Hoch über den Britischen Inseln oder Skandinavien.

Aus den täglichen Wetterkarten des Jahres 1966 wurden 10 repräsentative Tage für jeden Typ ausgewählt:

Antizyklonal A: 17. und 20. März, 7. August, 17., 18., 19., 20., 23. und 24. September, 24. November.

Antizyklonal B: 30. März, 24. Mai, 8. und 16. Juli, 1. und 6. August, 22. und 23. Oktober, 26. und 27. November.

Zyklonal A: 7. März, 22. April, 1., 13. und 28. November, 6., 7., 8., 22. und 23. Dezember.

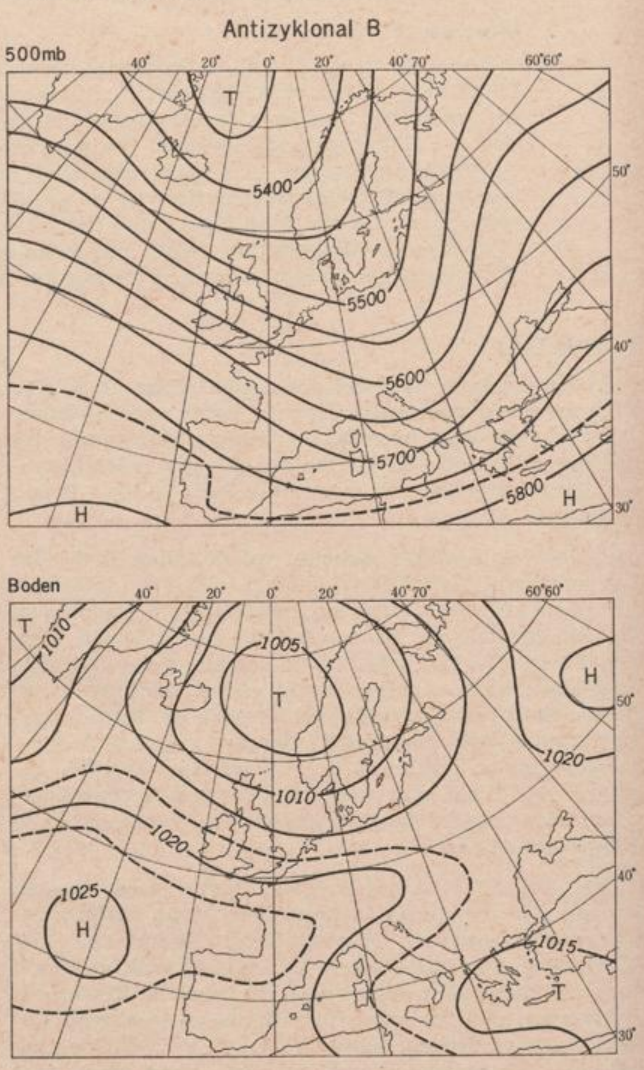


Abb. 3
Mittelkarten der Topographie der 500-mb-Fläche und des Luftdruckes am Boden beim Typ Antizyklonal B.

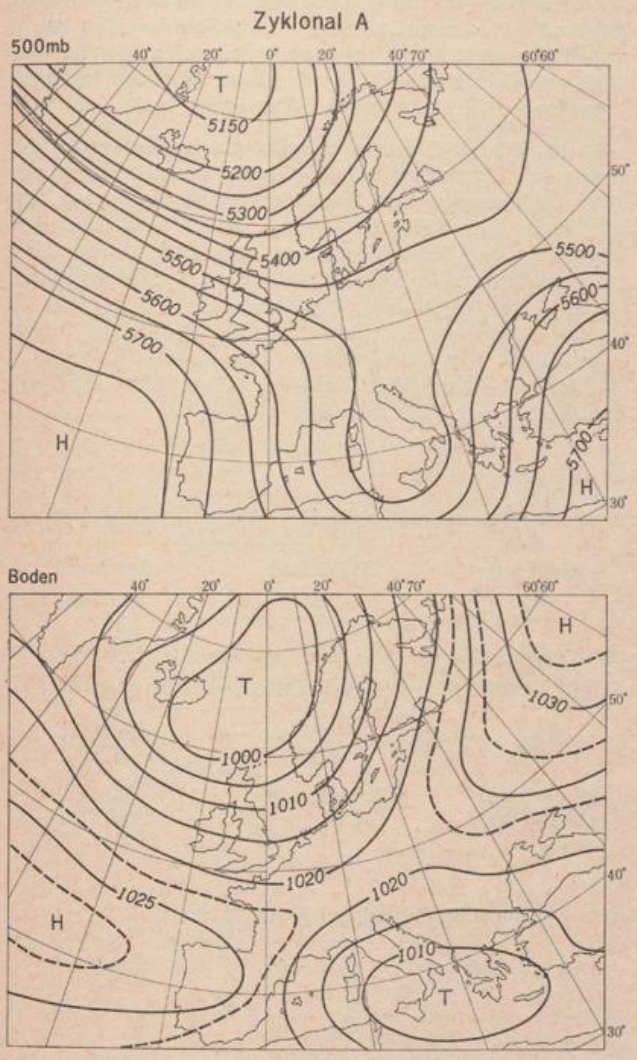


Abb. 4
Mittelkarten der Topographie der 500-mb-Fläche und des Luftdruckes am Boden beim Typ Zyklonal A.

Zyklonal B: 13. Januar, 13. März, 29. und 30. Oktober, 12., 17., 18., 19. und 20. November, 5. Dezember.

Auf den Wetterkarten für den in den Abb. 2–5 gezeigten Bereich wurden die Werte in 9 x 12 = 108 Gitterpunkten für jeden der genannten Tage abgelesen. Dann wurden die Mittelwerte für jeden Gitterpunkt berechnet. Damit wurden die Mittelkarten (composite maps) für die Topographie für 500 mb und die Luftdruckverteilung am Boden gezeichnet (Abb. 2–5).

b) Die den vier Typen entsprechende mittlere Luftdruckverteilung am Boden und mittlere Topographie der 500-mb-Fläche

„Antizyklonal A"

Die Bora tritt im SE-Sektor eines ausgedehnten mitteleuropäischen Hochs auf. Eine NE-Strömung, aus Südrußland über Ungarn und Rumänien kommend, mündet in das Boragebiet ein.

In der Topographie für 500 mb erstreckt sich ein Trog vom Weißen Meer quer durch den europäischen Teil Rußlands nach dem Balkan und zur Mitte des Mittelmeers.

Im Golf von Biscaya befindet sich ein blockierendes Hoch. Daraus kann man auf die relative Beständigkeit der Wetterlage bei diesem Typ schließen. Der Strahlstrom, der vom Nordatlantischen Ozean nach Nordeuropa fließt, hat keinen Einfluß auf Südeuropa, aber die synoptischen Verhältnisse erleichtern den Zufluß kalter Luft in das Boragebiet.

„Antizyklonal B"

Das Hoch mit seinem Zentrum östlich der Azoren erstreckt sich über Westeuropa bis nach Osteuropa; ein NE-Wind weht über dem Boragebiet, das sich an der SE-Flanke des Hochs befindet. Der Ostteil des Mittelmeers steht unter Tiefdruckeinfluß. Wenn man aber den Typ „Antizyklonal B" mit dem Typ „Antizyklonal A" vergleicht, liegt das Tief weiter ostwärts und ist schwächer. In jenem Fall ist ja auch das Hoch aus dem Atlantischen Ozean ostwärts vorgedrungen und verbindet sich mit dem Hoch des osteuropäischen Flachlandes.

In der 500-mb-Topographie findet man einen großen Trog, der vom Nordatlantischen Ozean bis Italien reicht. Er hat die einfachste Form unter den vier Typen, aber er hat eine etwas westlichere Lage und eine vergleichsweise spitze Form.

„Zyklonal A"

Das Tief, dessen Zentrum über Süditalien oder der Mitte des Mittelmeeres liegt, schließt das Boragebiet ein, wo sich dann eine NE- oder ENE-Strömung entwickelt. Das Tief bedeckt einen großen Bereich der südlichen Seite des Alpenlandes bis zu den Balkanländern. Auf der anderen Seite dehnt sich eine zweite tiefere Depression mit Schwerpunkt im europäischen Nordmeer (Luftdruck bis 996 mb) über ganz Nordwesteuropa aus und steht in Verbindung mit dem Tief im Süden.

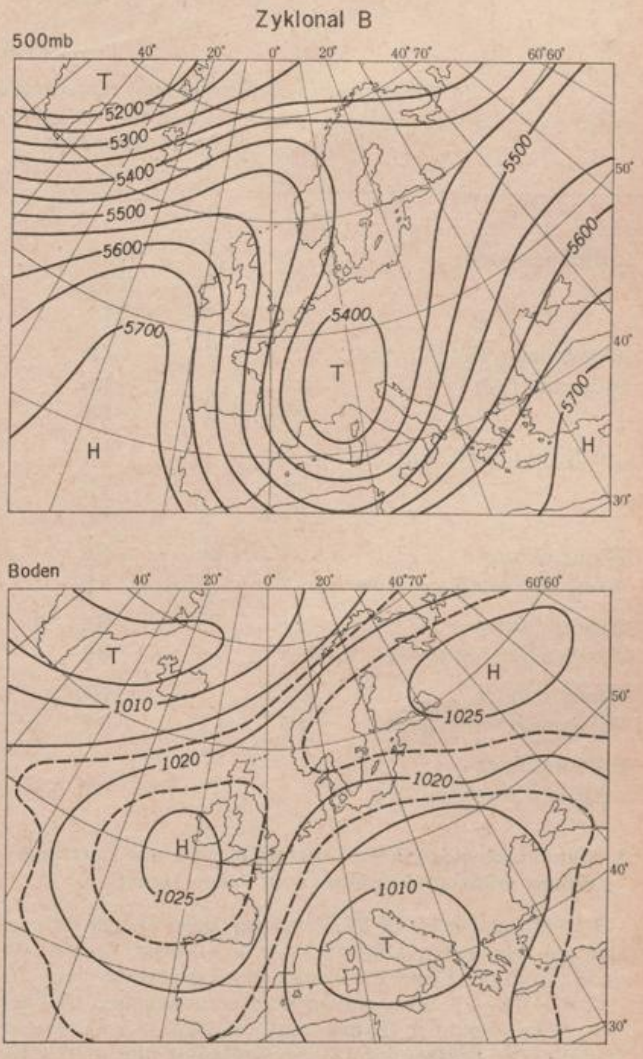


Abb. 5
Mittelkarten der Topographie der 500-mb-Fläche und des Luftdruckes am Boden beim Typ Zyklonal B.

Ein Hoch mit dem Zentrum 1029 mb über den Azoren und ein zweites Hoch mit dem Zentrum 1033 mb in Westsibirien entwickeln sich stärker als das Hoch bei den anderen drei Boratypen.

In der 500-mb-Fläche fließt der westliche, stärkere Strahlstrom im Atlantischen Ozean etwa 60° N entlang und zweigt in die Nordsee ab. Dann biegt er nach Süden und nimmt seinen Weg rund um Italien. Italien und Nordjugoslawien liegen genau unter dem Höhentrog.

„Zyklonal B"

In der Bodenkarte bedeckt ein Tief ganz Italien und das Adriatische Meer. Unter dem Einfluß der zyklonalen Zirkulation dieses Tiefs weht ein NE-Wind in Norddalmatien und Istrien. Es gibt zwei Hochdruckgebiete: Eines liegt südwestlich der Britischen Inseln mit einem Zentrum von 1027 mb und ein zweites im nordrussischen Tiefland mit einem Zentrum von 1027 mb. Ganz Nord- und Westeuropa steht unter antizyklonalem Einfluß und wird von der Isobare 1020 mb eingeschlossen. In Nordjugoslawien fließt Luft aus Südrußland ein.

In der 500-mb-Fläche verläuft ein sehr starker Strahlstrom im Nordatlantischen Ozean von Südwest und biegt im europäischen Nordmeer nach Süden um. Ein sehr deutlicher Kaltlufttropfen ("cut-off low") mit dem Zentrum über dem Alpenraum hat eine südwestliche Höhenströmung an der Adriatischen Küste zur Folge. Dieser Trog ist deutlicher und schärfer ausgeprägt als im Fall „Zyklonal A" und hat eine etwas westlichere Lage. Beim Typ „Zyklonal B" ist es sehr interessant, daß am Boden die Windrichtung NE und im Gegensatz dazu SW in der 500-mb-Fläche ist.

Tab. 1

Mittelwerte der Windspitzen, Dauer und abs. Windmaxima in Senj bei den vier Boratypen im Jahr 1966.

	Antizyklonal A	Antizyklonal B	Zyklonal A	Zyklonal B
Spitzengeschwindigkeit, Mittel	24.9	20.8	28.2	25.0 m/s
Dauer der Bora	22 St. 12 Min.	19 St. 16 Min.	23 St. 14 Min.	21 St. 45 Min.
Beobachtete Windmaxima	33.5 ENE	30.0 ENE	36.0 ENE	33.0 m/s ENE
am	19. September 3.06 Uhr	31. Oktober 12.13 Uhr	8. Dezember 8.08 Uhr	5. Dezember 9.50 Uhr

Tab. 2

Mittelwerte der verschiedenen meteorologischen Elemente während der Bora in Split.

		Antizyklonal A	Antizyklonal B	Zyklonal A	Zyklonal B
	Uhr				
Luftdruck (mm)	7	753.0	745.1	746.4	743.3
	14	752.7	749.5	746.5	753.1
	21	754.1	750.2	747.2	745.6
Interdiurne Temperaturänderung (°C)	7	—1.3	—1.0	—2.0	—1.6
	14	—1.1	—1.3	—1.9	—2.0
	21	—1.3	—0.6	—1.7	—2.1
Luftfeuchtigkeit (%)	7	45	51	53	68
	14	38	46	50	58
	21	42	49	48	60
Windrichtung	7	NE	NE	NE	NE
Windgeschwindigkeit (m/s)	7	8.9	8.0	9.2	6.5
Windrichtung	14	NE	NE	NE	NE
Windgeschwindigkeit	14	8.0	9.0	8.3	6.9
Windrichtung	21	NE	NE	NE	NE
Windgeschwindigkeit	21	9.2	7.1	9.3	7.8
Niederschlagswahrscheinlichkeit (%)		14	50	56	82

4. Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit während der Bora und deren Dauer

In Senj (44°59'N, 14°54'E), wo die Bora an der dalmatischen Küste am stärksten weht, wurden die Windgeschwindigkeit und die Dauer der Bora statistisch untersucht. Die Mittelwerte der oben angegebenen 10 Tage für jeden der vier Typen sind in Tab. 1 zusammengestellt. Die Spitzenwindgeschwindigkeit und die Dauer ist im Falle „Zyklonal A" maximal: 28.2 m/s und 23 Stunden 14 Minuten. Dabei wurde als die Dauer der Bora die Zeitdauer mit der Windrichtung NE—ENE und Windspitzen über 15 m/s definiert. Die beobachteten maximalen Werte werden ebenfalls in Tab. 1 vermerkt. Am 8. Dezember 1966, 8.08 Uhr, erreichte er 36.0 m/s bei Windrichtung ENE. In solchen Fällen dauert die Bora länger als 24 Stunden.

Aus den täglichen Meldungen der Station Split-„Marjan" (43°31'N, 16°26'E, 122 m) wurden die Boratage nach den obigen vier Typen ausgewählt. Die Zahl der Boratage war 56 bei „Antizyklonal A", 14 bei „Antizyklo-

nal B", 27 bei „Zyklonal A" und 17 bei „Zyklonal B" während der Untersuchungsperiode von September 1961 bis September 1963. Die Mittelwerte des Luftdrucks, der interdiurnen Temperaturschwankung, der Luftfeuchtigkeit um 7, 14 und 21 Uhr und die Niederschlagswahrscheinlichkeit werden in Tab. 2 mitgeteilt. Besonders interessant ist die interdiurne Veränderlichkeit der Temperatur. Im Fall der Bora „Antizyklonal A und B" fällt die Temperatur von einem Tag zum anderen um etwa 0.6° — 1.3° C. Bei „Zyklonal A und B" ist diese Temperaturabnahme noch größer: die Mittelwerte der interdiurnen Schwankung betragen −1.6° bis 2.1° C; das heißt, während der Bora sinkt die Temperatur meistens noch. In einem extremen Fall erreichte der Temperaturunterschied zum vorhergehenden Tag −13,0° C, und zwar unter dem Einfluß eines NE-Windes von 15.2 m/s am 5. Nov. 1966. Also ist eine interdiurne Temperaturänderung von mehr als −8° bis −10° C bei der Bora nicht selten. Die Luftfeuchtigkeit beträgt im Fall der antizyklonalen Bora weniger als ca. 50%. Die Windgeschwindigkeit in Split bleibt unter 10 m/s.

Literatur

(1) BAND, G.: Bora und Mistral — ein Vergleich. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. B 6 (1955) S. 225–235.

(2) BÉNÉVENT, E.: Bora et Mistral. Ann. Geogr. 39 (1930) S. 286–298.

(3) CONRAD, V.: Die klimatologischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen. Handbuch der Klimatologie Bd. I, Teil B, Berlin 1936.

(4) DARBY, H. C.: Jugoslavia, Vol. 1, Physical Geography. Naval Intelligence Div. Geogr. Hand-book Serv. 1944.

(5) GUSEV, A. M.: Some general theoretical problems concerning the origin of meteorological fronts and the bora of the Black Sea. Doklady Akad. Nauk SSSR 109 (1956) S. 757–760 (Orig. russ.).

(6) KÖPPEN, W.: Die Bora im nördlichen Skandinavien. Ann. d. Hydrogr. 51 (1923) S. 97–99.

(7) MOOK, R. H.: Zur Bora an einem nordnorwegischen Fjord. Meteor. Rdsch. 15 (1962) S. 130–133.

(8) METEOROGICAL OFFICE, LONDON: Weather in the Black Sea. Her Majesty's Stationary Office, London 1963.

(9) RADNJA, S.: Vrijeme u Senju za vrijeme puhanja bure. 48 S. Zagreb 1963.

(10) SHAPAEV, V. M.: Der Zusammenhang der Bora an der Ostküste von Nowaja Semlja mit der Formen der atmosphärischen Zirkulation. Problemy Arktiki (4), Leningrad 1958, S. 39–44 (Orig. russ.).

(11) YOSHINO, M. M.: Oroshi, ein starker Lokalwind in der Kanto-Ebene, Japan. Troll-Festschrift, Bonn (im Druck).

D. SCHREIBER

DK 551.573 : 551.585.7

Höhenkorrigierte Trockenheitsgrenzen und Gebietsverdunstung in den Schweizer Alpen

Zusammenfassung

Eine nach der luftdruckabhängigen Verdampfungsgeschwindigkeitszunahme korrigierte Gleichung zur Bestimmung der Grenzniederschlagswasserversorgung vom humiden zum ariden Klima wird an Gebietsverdunstungswerten Schweizer Alpengebiete geprüft. Es wird ferner diskutiert, ob wegen der mit der Höhe zunehmenden bodennahen Temperaturgradienten eine weitere Höhenkorrektur der Trockenheitsgrenzen einzuführen wäre.

Abstract

An equation for the climatic border of aridity, which is corrected after the air pressure related velocity of evaporation, has been tested on values of evapotranspiration in alpin regions in Switzerland. Further on it has been discussed, whether to make one more correction, because the gradient of the temperature near the soil also increase with altitude.

Vor zwei Jahren wurde von mir in Grenoble dargelegt, (16), daß die Abnahme des Luftdrucks mit zunehmender Höhe und die damit verbundene Vergrößerung der Verdampfungsgeschwindigkeit ein global expositionsunabhängig wirksames Phänomen ist, das die Höhenkorrektur „klimatischer Trockenheitsgrenzen" erforderlich macht. Schon damals wurde ausgeführt, daß ich mich an die Kurvenscharen von BAILEY (2) angelehnt und diese dann lediglich mit 760 Torr geteilt durch den mittleren, der Höhenlage entsprechenden Luftdruck multipliziert habe (15).

Um — wie bei bisherigen „klimatischen Trockenheitsgrenzen" — mit Niederschlagssumme und Temperaturmittelwert allein zu entscheiden, ob ein Gebiet klimatisch arid oder humid sei, wurde die Luftdruckkorrektur in höhenabhängige Temperaturzuschläge „umgemünzt".

Es konnte gezeigt werden, daß gerade mit zunehmender Höhe die nach KÖPPEN (9) und DE MARTONNE (13) errechneten Werte für temperaturbestimmte Grenzwasserversorgung zu niedrig ausfallen, weil bei diesen Verfahren stillschweigend höhenunabhängig gleichmäßige Verdampfungsgeschwindigkeit vorausgesetzt worden ist.

Nach meinem Referat wies mich damals Herr Professor FLIRI darauf hin, daß man doch die von mir erhöhten Grenzforderungen generell noch weiter erhöhen könne, weil zwischen zwei Meter „Hüttenablesung" und der Bodenoberfläche der Temperaturgradient ebenfalls höhenabhängig zunimmt und damit am Tage das Sättigungsdefizit an der verdunstenden Oberfläche wächst.

In seinem Übersichtsreferat während der Alpin-meteorologischen Tagung 1952 hat GEIGER (7) auf einige Arbeiten hingewiesen, die diese Besonderheit beleuchten und die Meßergebnisse von MAURER (12) mitgeteilt, die besagen, daß von 400 Meter über NN bis zu 2700 Meter der Unterschied zwischen der Bodenoberflächentemperatur und der Lufttemperatur in den Schweizer Alpen stetig von 0,5 bis auf 2,9° C zunimmt. Würde man auch die Temperatur der verdunstenden Oberfläche im Hochgebirge gegenüber der im Flachland als um 2,4° C erhöht annehmen, so würde in alpinen Lagen um 2700 m nach meiner Gleichung der Grenzniederschlag zwischen semiarid und subhumid um 20 bis 25% höher anzusetzen sein.

Im folgenden soll untersucht werden, ob eine daraus resultierende weitere Erhöhung der Grenzniederschlagsversorgung zur Unterscheidung von humiden und ariden Klimagebieten nötig ist.

Man kann postulieren, ein Klima sei feucht, wenn im Jahresmittel der Niederschlag größer ist als die Gebietsverdunstung. Mit den Meßergebnissen von LÜTSCHG (10) (11) (4) (5) (6) (8) hat man Gebietsverdunstungswerte, die aus verschieden hoch gelegenen alpinen Flußgebieten in der Schweiz über die Wasserbilanz $V = N - A$ mit gründlichen Messungen nach einheitlichem Verfahren gewonnen worden sind.

Für meine „Trockenheitsbeziehung" wie für die zum Vergleich herangezogen „klassischen" von KÖPPEN (9) und DE MARTONNE (13) benötigt man noch die Jahresmitteltemperatur der Luft in der klimatisch üblichen 2-m-Meßhöhe. Freundlicherweise sandte mir Herr PRIMAULT (14) langjährige Mittelwerte einiger Stationen, die im Bereich der von LÜTSCHG untersuchten hydrologischen Einzugsgebiete liegen. Lediglich die Werte für Davos und Winterthur wurden dem Atlas der Schweiz (1, Karte 11) entnommen. Diese Werte wurden mit dem üblichen mittleren Temperaturhöhengradienten von −0,5° C/100 m auf die angegebenen mittleren Gebietshöhen umgerechnet. Das ist für das Alpengebiet auch nach BÖGEL (3, S. 29) vertretbar.

Aus der bei KELLER (8, S. 66) angegebenen Gleichung läßt sich ein theoretischer Evapotranspirationswert für Meereshöhe ablesen. Dieser beträgt 426,3 mm. Die zugehörige auf NN reduzierte Jahresmitteltemperatur wäre nach Werten, die dem Atlas der Schweiz (1, Karte 11) zu entnehmen sind, mit 11,5° C anzusetzen.

Die in Tabelle 1 dargestellten Werte für die „Trockengrenze“ wurden errechnet nach KÖPPEN $r = 2t + 14$ (r ist die Grenzniederschlagsversorgung in Zentimeter Niederschlagshöhe, t ist die Jahresmitteltemperatur in ° C), nach DE MARTONNE $r = 2t + 20$ und nach SCHREIBER

$$r = \frac{B}{b}(1{,}5\,t + 0{,}04\,t^2 + 20) = 1{,}5\,t_k + 0{,}04\,t_k^2 + 20$$

($t_k = t + \triangle t_h$, $\triangle t_h$ ist ein höhenabhängiger Temperaturzuschlag).

pflanzliche Produktion leidet. Xeromorphismus und Nanismus — diese wesentlichsten pflanzenmorphologischen Merkmale des alpinen Habitus — sind die Folge. Es kommt deshalb im Hochgebirge durch häufige, besonders starke pflanzenphysiologische Beanspruchung oft schon innerhalb humider Klimabereiche zur Ausbildung von Vegetationsdecken, die im Tiefland nur in ariden Klimagebieten wiederzufinden sind. Derartige Gebiete haben aber eingeschränkte Evapotranspiration.

Tab. 1

Jahresverdunstung (ET) und Trockenheitsgrenzbedingungen nach KÖPPEN, DE MARTONNE und SCHREIBER in mm Niederschlagshöhe

Gebiet	h (m)	t (°C)	ET	KÖPPEN	MARTONNE	SCHREIBER	t_k (°C)
(KELLER)	0	+11,5	426	370 −13	430 +1	424 −0	+11,5
Thurgebiet	785	+6,9	391	278 −29	338 −13	359 −8	+8,6
Wäggital	1360	+4,1	314	222 −29	282 −13	320 +2	+6,8
Davosersee	1930	+1,3	275	166 −40	226 −18	283 +3	+4,9
Salanfe	2329	−0,7	258	126 −51	186 −28	258 0	+3,5
Grimsel	2709	−2,6	220	88 −60	148 −33	233 +6	+2,1
Saastal	2850	−2,4	254	92 −66	152 −40	242 −5	+2,6

Die hinter den Niederschlagswerten stehenden Zahlen sind die prozentualen Abweichungen gegenüber den Evapotranspirationsmeßwerten. Während die Abweichungen von der berechneten aktuellen Evapotranspiration im Meeresniveau unerheblich sind, vergrößern sich die Abweichungen von der wahren Gebietsverdunstung mit zunehmender Höhe sowohl nach der Formel von KÖPPEN als auch nach der von DE MARTONNE. Dagegen scheint meine nur nach der Luftdruckabnahme korrigierte Gleichung die Gebietsverdunstungswerte zu bestätigen.

Überraschenderweise scheint also die von mir eingeführte Korrektur der Trockenheitsgrenze hinreichend zu sein. Eine weitere Anhebung der Niederschlagsgrenzwertsforderung wegen des vergrößerten bodennahen Temperaturgradienten wäre danach nicht erforderlich.

Dieser zunächst sonderbar anmutende Umstand wird erklärlich, wenn man folgendes bedenkt:

1. Wegen des zunehmenden Anteils fester Niederschläge vergrößert sich die für die Verdunstung „einer Gewichtseinheit Wasser“ erforderliche Energie mit zunehmender Höhe sowie der Anteil reflektierter kurzwelliger Strahlung.
2. Beträchtliche unbewachsene, oft sogar felsige Flächenanteile geben während niederschlagsloser Perioden kaum Wasser ab.
3. Auch bei geringmächtigen Bodenauflagen auf dem Anstehenden geht die Evapotranspiration nach Aussetzen von Niederschlägen rasch zurück.
4. Erhöhte Reliefenergie beschleunigt den Abfluß.
5. Durch zunehmend kürzere Vegetationsperioden wird die jährliche Transpiration mit zunehmender Höhe immer mehr eingeschränkt.
6. Die Oberflächentemperaturen können in strahlungsexponierten alpinen Lagen außerordentlich hoch werden. Dann ist bei sehr großem Sättigungsdefizit der Luft der Boden weitgehend trocken, und die Pflanzen halten ihre Spaltöffnungen geschlossen. Es wird also wenig transpiriert und assimiliert, worunter die

Häufiges, nicht verdunstungseffektives Energieangebot scheint danach den großen bodennahen Temperaturgradienten zu bewirken.

Literatur

(1) Atlas der Schweiz, herausgegeben i. Auftr. d. Schw. Bundesrates, Wabern. Bern 1965 ff.

(2) BAILEY, H.: A simple moisture index based upon a primary law of evaporation. Geogr. Ann. 40 (1958), S. 196–215.

(3) BÖGEL, R.: Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Höhengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. Ber. Dt. Wetterd. 4 (1956), Nr. 26.

(4) FISCHER, K. nach Otto LÜTSCHG: Niederschlag und Abfluß in den Schweizer Hochalpen, besonders mit Mattmarkgebiet. Meteor. Z. 44 (1927), S. 285–292.

(5) FISCHER, K. nach Otto LÜTSCHG: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Wäggital. Meteor. Z. 48 (1931), S. 100–103.

(6) FISCHER, K.: Verdunstung in den Schweizer Alpen (nach Otto LÜTSCHG). Mit Bemerkungen zur Korrelationsrechnung. Meteor. Z. 50 (1933), S. 324–328.

(7) GEIGER, R.: Probleme der Mikrometeorologie des Hochgebirges. Wetter u. Leben 5 (1953), S. 21–28.

(8) KELLER, R.: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Schweizer Hochgebirge. Erdkunde 4 (1950), S. 54–67.

(9) KÖPPEN, W.: Grundriß der Klimakunde, 2. Aufl. von „Die Klimate der Erde“, Berlin u. Leipzig 1931.

(10) LÜTSCHG, O.: Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge, Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Ein Beitrag zur Fluß- und Gletscherkunde der Schweiz. Sekretariat des Schweiz. Wasserwirtsch. Verb., Zürich 1926.

(11) LÜTSCHG, O.: Zur Wasserwirtschaft des Kraftwerkes Wäggital, Siebnen (Schweiz) 1930.

(12) MAURER, J.: Bodentemperatur und Sonnenstrahlung in den Schweizer Alpen. Meteor. Z. 33 (1916), S. 193–199.

(13) MARTONNE, E. de: Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. Météorologie (1926), S. 449.

(14) PRIMAULT, B.: Persönliche Mitteilung, Brief, Zürich, 18. März 1970.

(15) SCHREIBER, D.: Entwurf einer Klimaeinteilung für landwirtschaftliche Belange. (Noch unveröffentlichte Habilitationsschrift.)

(16) SCHREIBER, D.: Aspekte bei der Verwendung „klimatischer Humiditätsstufen" in Gebirgen. Ref. Internat. Tagung f. Alp. Meteor., Grenoble 1968.

A. LAZAREVSKI und J. MAVRODIEV

DK 551.579.2 : 551.524.3

La correlation entre la température de l'air et la fonte de la couche de neige sur la montagne Bistra

(R. S. Macédoine — Yougoslavie)

Zusammenfassung

An der meteorologischen Forschungsstelle Lazaropole (1330 m NN), am Südwesthang des Bistragebirges in Westmazedonien, wurde eine im Laboratorium des meteorologischen Dienstes in Belgrad konstruierte Meßanlage eingerichtet, die es gestattet, die Menge des Schneeschmelzwassers kontinuierlich zu registrieren. Die Ergebnisse der in hydrologischer Hinsicht interessierenden Messungen (zwei diesem Gebirge entspringende wasserreiche Flüsse versorgen 2 Staubecken und betreiben 3 Kraftwerke) werden für die Winter 1968/69 und 1969/70 ausgewertet; sie legen eine lineare Abhängigkeit zwischen der Menge des Schmelzwassers und der in der Klimahütte gleichzeitig gemessenen Lufttemperatur nahe.

La montagne Bistra est située à l'ouest de R. S. Macédoine avec l'altitude absolue au point de 2163 m.

Nous avons fait l'observation à la station de recherches Lazaropole (H_s = 1330 m) qui se trouve sur le côté sud-ouest de la montagne, pendant deux ans, précisément pendant les hivers 1968/1969 et 1969/1970.

Sur la pente de la montagne se trouvent les sources de deux rivières pleines d'eau, Radica et Treska où sont construites 3 hydrocentrales électriques et deux grands barrages d'accumulation d'eau, Mavrovska et Debarska.

Sur cette hauteur la neige prend une remarquable partie de la quantité totale de la précipitation et de la couche de neige, pendant les mois du printemps; lors de la fonte elle a une remarquable influence sur le régime d'eau dans les deux rivières et surtout sur le niveau d'eau en accumulation.

L'épaisseur maximale de la couche de neige à l'altitude de 1300 à 1500 m est plus de 150 cm et sur les plus hauts terrains plus de 200 m.

La couche de neige reste ici jusqu'à la moitié du mois de mai, mais sur l'hauteur plus élevée que 2000 m presque pendant tout l'été.

Cette région de la Macédoine de l'ouest est en même temps la plus riche en précipitation, où pendant l'année la moyenne est de 1100 à 1500 mm.

Pour resoudre ce problème le Service Météorologique de la R. S. de Macédoine a posé la tâche de determiner la correlation entre la fonte de la couche de neige et la température de l'air ainsi que les autres facteurs qui conditionnent ce processus.

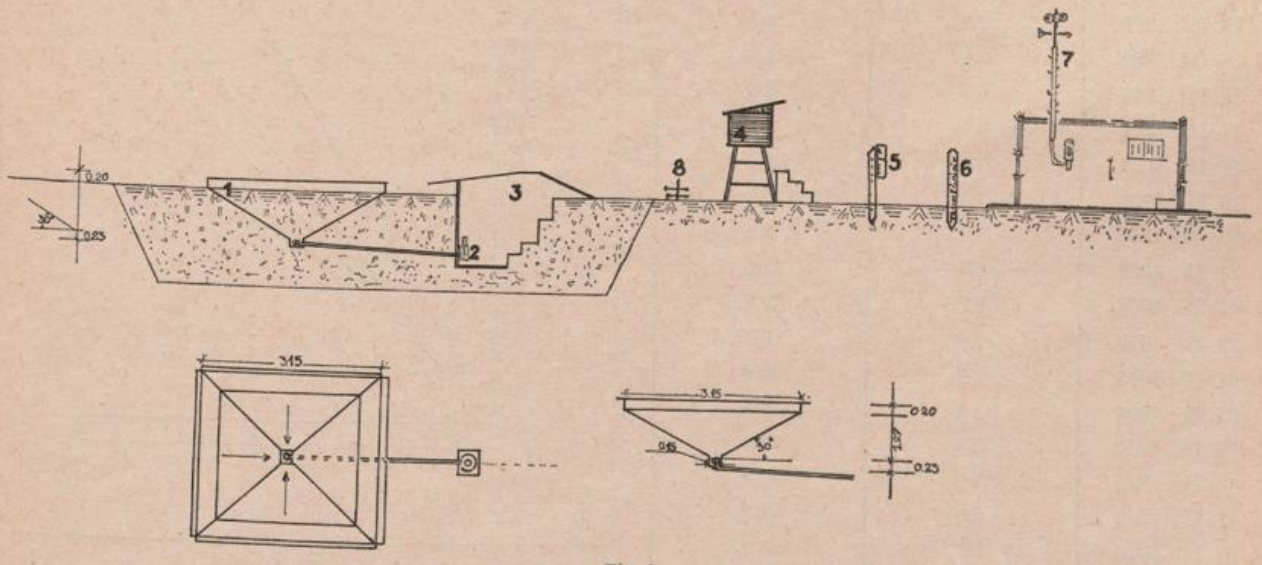


Fig. 1
Station météorologique où l'on procède à des observations de la fonte des neiges

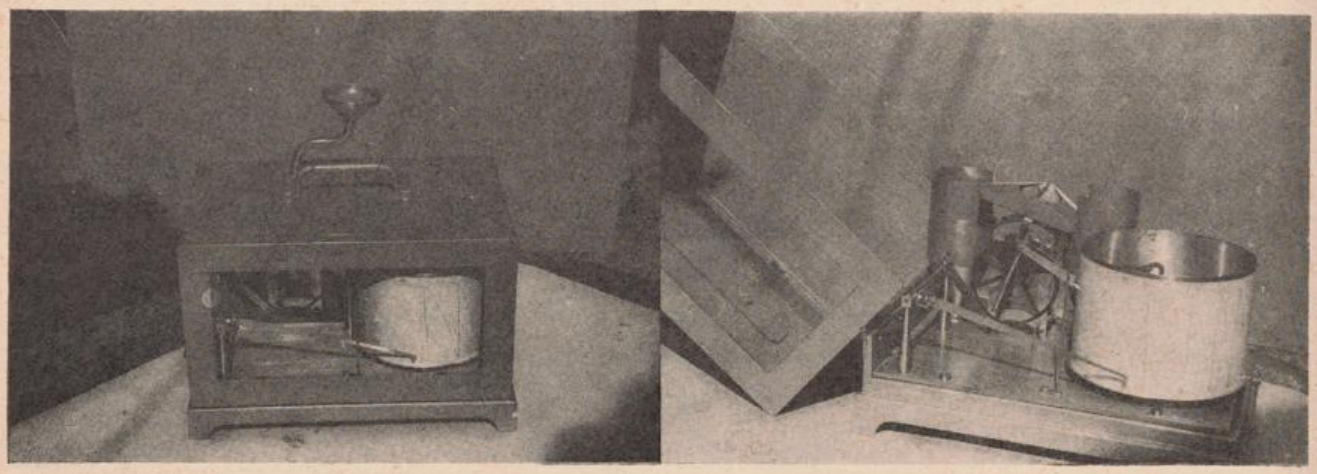


Fig. 2
L'instrument enregistreur, construit dans le laboratoire du Service Météorologique Fédéral à Belgrade, enregistrant la quantité d'eau, recueillie lors de la fonte de neige

A cette fin nous avons installé une station de recherches qui a commencé l'observation au début de l'hiver 1968/1969.

Selon notre propre idée, nous avons fait construire un récipient de tôle en forme d'entonnoir, avec la surface P = 10 m², profondeur 1,2 m, avec l'inclinaison de surface vers le côté de 30°, ce qui corréspond à la moyenne inclinaison de pente de cette montagne.

Le récipient est enterré dans le sol sur la surface horizontale et le fond est mis en communication à l'aide d'une conduite avec l'instrument enregistreur, qui inscrit continuellement les résultats de passage de l'eau recueillie lors de la fonte de neige (fig. 1).

Sur la partie d'issue de conduite il y a une grille sur laquelle est mis un filtre naturel qui empêche le passage de saleté.

L'instrument enregistreur est construit dans le laboratoire du Service Météorologique Fédérale à Belgrade (fig. 2).

Cet appareil travaille ayant pour principe le passage d'eau recueillie, alternativement, tour à tour, d'un côté à l'autre. Sur l'abscisse est marqué le temps en heures, sur l'ordinate la quantité d'eau en litres.

A côté de cela, la même station météorologique serve à repérer tous les éléments et phénomènes météorologiques qui font partie du programme d'observations d'une station principale.

En même temps nous avons mesuré la température de l'air au-dessus de la couche de neige, sur le sol au-dessous de la neige, l'épaisseur et la densité de la couche de neige, d'heure en heure pendant la fonte.

Le résultat des premières observations au printemps

Données des mésures

Date	t °C	Q l/m²
	Moyenne température journalière	Quantité de l'eau mesurée au totale
13. III. 1969	2.0	3.8
14. III. 1969	3.2	8.3
15. III. 1969	3.0	7.3
16. III. 1969	4.3	8.3
17. III. 1969	2.4	3.1
18. III. 1969	2.0	3.0
19. III. 1969	1.1	1.0
20. IV. 1969	1.3	5.0
21. IV. 1969	6.2	21.0
22. IV. 1969	8.7	29.5
23. IV. 1969	5.0	16.2
24. IV. 1969	3.0	10.0
25. IV. 1969	1.5	4.5
14. III. 1970	8.0	20.0
15. III. 1970	7.0	17.0
16. III. 1970	5.0	12.2
17. III. 1970	2.1	5.0
18. III. 1970	1.2	2.4

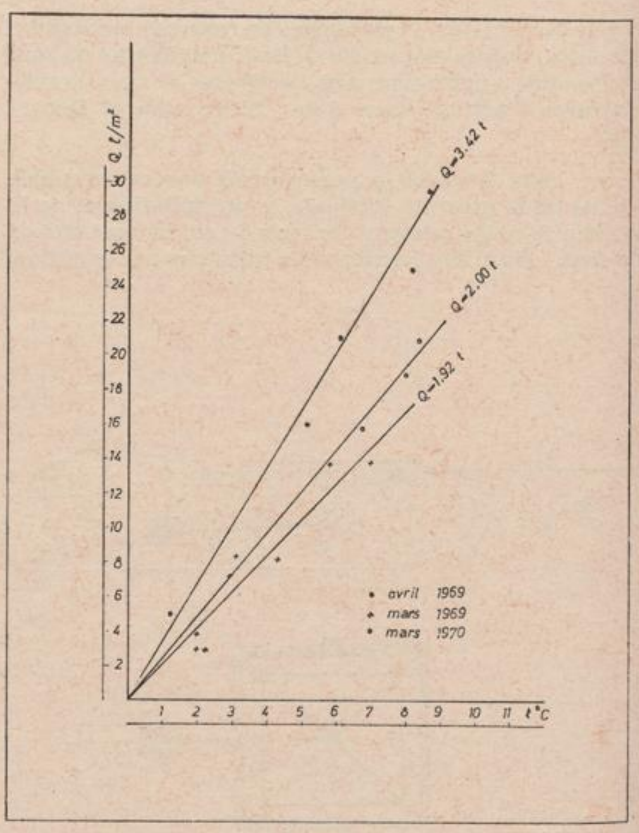


Fig. 3
La température moyenne journalière de l'air par comparaison à la quantité d'eau résultant de la fonte de neige, en l/m²

1969 nous a encouragé à prolonger la réalisation de notre projet de recherche sur ce problème.

Les résultats de mésure en 1969 et 1970 sont présentés dans le tableau suivant.

On trouve, dans la première colonne, les dates de la fonte, dans la seconde, les températures moyennes journalières de l'air, repérées à l'aide d'un thermographe, et dans la troisième, la quantité d'eau totale de la fonte de neige en litre/m².

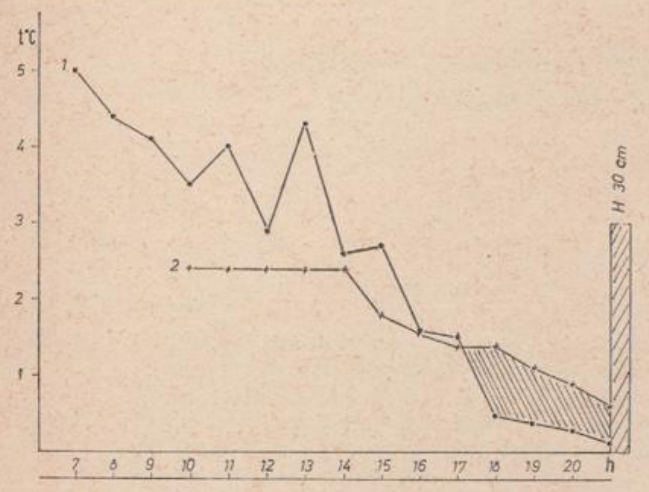


Fig. 4
Les températures de l'air repérées dans l'abri météorologique (1) en comparaison des températures au-dessous de la couche de neige (2), mésurées le 15 mars 1970

Nous avons fait l'essai de présenter le graphique de la correlation entre la quantité d'eau recueillie lors de la fonte de neige et la température de l'air (fig. 3).

Quoique nous ayons utilisé les données moyennes journalières, les points sur le graphique ne sont pas très dispersés.

Les résultats de mesure obtenus nous ont amené à le conclusion qu'il existe une dépendance linéaire entre la quantité de l'eau fondue et la température de l'air. D'autre part il est difficile d'établir une dépendance entre la fonte de neige et le rayonnement solaire.

Les données qui sont présentées dans le tableau et le graphique de la fig. 3 se rapportent à la phase de fonte seulement quand la température de l'air est positive.

Les observations nous montrent que le processus de la fonte de neige se prolonge encore 1—2 heures après la baisse de la température à sous-abri au-dessous de zéro.

La température du sol, au-dessous de la neige, reste inerte par rapport à la température de l'air à l'hauteur de 2 m (à sous-abri) qui change.

La fig. 4 présente la correlation entre ces deux valeurs de la couche de neige à l'hauteur de 30 cm pour le 15 mars 1970.

La température de la surface à l'hauteur de 2 m, aprés 18 heures s'approche de 0° C, mais la température au-dessous de la couche de neige reste remarquablement plus haute et le processus de la fonte se prolonge.

Quoique ces recherches soient encore en phase de commencement, les résultats obtenus jusqu'à présent sont déjà utilisés dans la prévision des courants d'eau, des rivières et des accumulations au printemps de cette année.

Nous voudrions détacher et pratiquement appliquer ces mesures, les observations et les recherches.

Nous allons accepter avec remerciement chaque suggestion et remarque qui peut contribuer à la solution de ce problème compliqué.

Ch. P. PEGUY*), M. F. de SAINTIGNON et C. LEJEUNE

DK 551.577.21 : 551.501.45

Les régimes probables des précipitations dans les Alpes occidentales entre les 44° et 45° lat. nord.

Résumé

Pour environ 90 stations situées entre le Rhône et la Plaine du Pô (celle-ci incluse jusqu'au 8° long. E.), la distribution des totaux pluviométriques mensuels a été étudiée pour des durées d'observations allant de 30 à 60 ans. Les ajustements ont été faits à une loi Γ incomplète. Pour porter les résultats sur une carte, on a retenu trois seuils caractéristiques: quintiles inférieurs, médianes et quintiles supérieurs de chaque mois. Ces seuils sont représentés sur des diagrammes en coordonnées polaires.

Une seconde carte exprime la variabilité interannuelle des totaux pluviométriques dans le cadre de l'année hydrologique. Les valeurs caractéristiques retenues ont été ici les déciles extrêmes.

Ces travaux ont été effectués dans le cadre de la préparation des coupures Valence et Gap, d'une Carte Climatique Détaillée de la France au 1/250 000 actuellement en préparation, et dont les responsables ont tenu, dans toute la mesure des possibilités graphiques, à compléter les notions de «moyennes» par des informations relatives à la variabilité des principaux paramètres climatiques.

Zusammenfassung

Für ca. 90 Wetterwarten, die zwischen dem Rhonefluß und der Po-Ebene liegen (in diesem Zusammenhang ist letztere Gegend bis zum 8. Grad östlicher Länge berücksichtigt worden), ist die mengenmäßige Verteilung der monatlichen Regenfälle für Beobachtungszeitspannen von 30 bis zu 60 Jahren eingehend untersucht worden. Die Kurvenzüge sind nach einem unvollständigen Gesetz Γ angepaßt worden. Zur kartenmäßigen Wertung der Ergebnisse sind drei kennzeichnende Grenzen herangezogen worden, und zwar die unteren Fünftelwerte, die Transversale, und die oberen Fünftelwerte für jeden betreffenden Monat. Diese Grenzen wurden in Figuren mit Polarkoordinaten dargestellt.

Eine zweite Karte gibt, auf das hydrologische Jahr bezogen, Aufschlüsse über den zwischenjährlichen Veränderlichkeitsgrad der Gesamtregenfälle. Die zu dieser Auswertung in Anspruch genommenen Kenngrößen sind die Extremzehntelwerte.

Diese Arbeiten wurden durchgeführt im Rahmen der Verarbeitung der Blätter Valence und Gap, Auszüge aus einer ausführlichen Klimakarte von Frankreich im Maßstab 1:250 000, die momentan in Vorbereitung ist. Die mit der Entwicklung dieser Arbeit beauftragten Fachleute legen großen Wert darauf, daß, unter Ausnutzung der Möglichkeiten der graphischen Darstellung, die Kenntnis der „Mittelwerte" mittels des Veränderlichkeitsgrades der klimatischen Hauptparameter entsprechend zu vervollständigen ist.

1. Introduction

C'est un lieu commun chez les climatologues que d'insister sur la non-significativité des «moyennes». Selon un mot de BENEVENT, «l'année moyenne est précisément celle qui ne se réalise jamais». Les cartes dont la présentation fait l'objet de cette communication se proposent justement d'exprimer la variabilité des précipitations autour de valeurs que l'on peut considérer comme des normales. La région choisie, qui s'étend du Rhône à la plaine du Po entre les 44° et 45° lat. N. devait nous permettre de tester des contrastes climatiques considérés comme classiques chez les géographes, celui des deux versants des Alpes, d'une part, celui existant d'autre part entre ce que les Français appellent leurs «Alpes du Nord» et leurs «Alpes du Sud». La gamme des altitudes s'étend de 20 m seulement pour le point le plus bas de la plaine rhodanienne aux 3 841 m du Mont Viso. Ajoutons que les recherches ici présentées ont été effectuées dans le cadre de la préparation des coupures VALENCE et GAP d'une carte climatique détaillée au 1/250 000 devant s'étendre progressivement à l'ensemble du pays.

2. Variabilité des régimes pluviométriques

On a retenu comme fractiles significatifs pour chaque mois, le quintile inférieur (Q_1), la médiane (M) et le quintile supérieur (Q_4) des précipitations. Ces hauteurs d'eau caractéristiques ont été déterminées à partir de

*) Vortragender

séries pluviométriques portant sur un minimum de 30 années consécutives (période de base: 1936—1965 en France, période commune à tous les pluviomètres italiens: 1921—1950) et les ajustements faits à une loi Γ incomplète. L'essentiel de notre documentation pour le territoire français nous a été fourni par l'E.D.F. (Division Technique Générale — Grenoble). Pour le territoire italien, nous avons utilisé les séries publiées par le Service Hydrographique du Pô.

La cartographie a été faite sous forme de schémas stationnels (un par station retenue) établis en coordonnées polaires. Les mois s'y déroulent dans le sens des aiguilles d'une montre, le mois de janvier étant placé en bas. Les rayons des secteurs représentant les hauteurs probables de précipitations sont proportionnels aux racines carrées de celles-ci.

Schémas stationnels

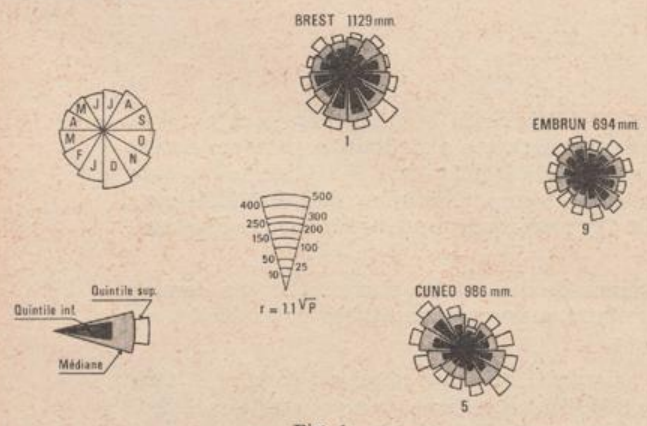


Fig. 1
Régimes probables des précipitations.
Quintiles inférieurs, médianes et quintiles supérieurs des précipitations mensuelles.
L'ordre des mois est indiqué sur le schéma de gauche.
Au dessus de chaque schéma:
précipitations moyennes annuelles en millimètres
Au dessous: altitude de la station en hectomètres.

Ces schémas stationnels mettent en évidence tout d'abord, par leur taille, le caractère plus ou moins arrosé de la station. On voit ainsi, le long du bord nord de la feuille, la sécheresse relative des stations du Briançonnais entre les deux régions plus arrosées que sont le massif du Pelvoux (surtout sur sa face Ouest) et le versant italien des Alpes entre Pignerol et Saluces. Nous retrouverons d'ailleurs ces traits sur l'autre carte, dans les tons plus foncés affectant les régions globalement plus humides. La forme générale des schémas traduit l'organisation saisonnière normale des précipitations: sur tout le versant italien prédominent ainsi des précipitations d'automne et de printemps, donnant aux schémas une forme générale elliptique, tandis qu'en France, où les saisons sont à tous égards moins différencées les unes des autres, les schémas prennent une forme générale plus circulaire. En France même, la régularité est surtout remarquable au Nord-Ouest de la feuille, dans le bassin du Drac, tandis qu'un mois déjà nettement plus pluvieux que les autres apparaît dans le Sud, en général octobre dans la vallée du Rhône et novembre dans les Alpes du Sud.

Mais l'objet propre du graphisme imaginé pour ces schémas est de faire ressortir la dispersion des totaux mensuels. Cette dispersion est en effet mise en évidence par l'écart existant entre les arcs intérieurs et extérieurs de chaque secteur. On observe ainsi que la dispersion des totaux pluviométriques mensuels varie d'un mois à l'autre pour une même station, et cela davantage en France qu'en Italie. En France, la dispersion est maxima en février (en mars pour quelques cas). Presque partout, sauf sur le bassin du Drac, le mois de février est susceptible de ne recevoir, une année ou l'autre, aucune précipitation: pour la période 1931—1965 ce nombre des mois de février sans précipitation s'élève en général à 2 sur 35 ans, mais il s'élève à 4 à Abriès, et même à 5 (soit en moyenne une année sur 7) à Cervières. On ne s'étonnera donc pas de voir, à Cervières, le quintile inférieur de février s'établir à 10 mm seulement. A l'inverse, le mois qui accuse la plus grande régularité interannuelle des précipitations, est, sauf un cas local — le haut Queyras —, le mois de mai (1).

L'une des stations dont le commentaire des régimes probables, à différents niveaux de fréquences, mérite de retenir l'attention est Abriès, sur le Guil supérieur (Queyras). Les totaux de mai y atteignent en effet une année sur cinq des valeurs élevées (125 mm), apparentées aux caractéristiques normales de ce mois pour les régions italiennes voisines. Tout se passe comme si les conditions de circulation atmosphérique prévalant en année moyenne sur les Alpes piémontaises débordaient certains printemps sur les hautes vallées françaises (2).

Si la variabilité des précipitations mensuelles varie au cours de l'année, elle varie surtout d'une région à l'autre. Si l'on compare en France les stations de la Mure et de Mélan, ou en Italie celles de Thures et de Case di Nava, on voit que la dispersion des totaux pluviométriques mensuels augmente dans les deux cas, du nord au sud, ceci étant vrai pour tous les mois, mais plus particulièrement en automne. L'extension nord-sud de la planche, qui ne correspond qu'à un degré de latitude, ne permet à cette différence que de s'esquisser. Une comparaison entre les précipitations estivales à Chamonix et à Castellane permettrait de voir se développer cet accroissement de la variabilité des précipitations du nord au sud.

	Juillet			Août		
	Q1	Q4	Q4/Q1	Q1	Q4	Q4/Q1
Chamonix	70	165	2,4	90	130	2,1
Castellane	7	56	8	21	77	3,5

3. Variabilité des totaux pluviométriques annuels

La valeur dont on se propose d'étudier ici la dispersion est la hauteur des précipitations annuelles définie dans le cadre d'une année hydrologique allant du 1er octobre au 30 septembre. On a retenu ici comme fractiles significatifs les déciles inférieur (D_1) et supérieur (D_9), si bien que les précipitations se trouvent 4 années sur 5 comprises entre ces deux valeurs que l'on aura cartographiées. Les ajustements ont été, ici encore, effectués sur une loi Γ incomplète.

La technique cartographique retenue s'inspire d'un essai antérieur de P. SELTZER qui a cartographié à petite échelle, dès 1953, les précipitations annuelles probables en Algérie. Les fractiles significatifs inférieurs sont représentés par des hachures verticales (ici, noires) d'autant plus serrées que la hauteur d'eau re-

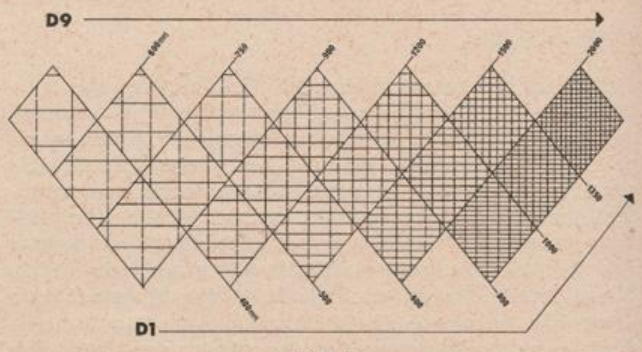


Fig. 2
Variabilité des précipitations annuelles.
Déciles inférieurs (D_1) et déciles supérieurs (D_9) des précipitations annuelles décomptées par années hydrologiques (octobre-septembre).

présentée est élevée. Les fractiles significatifs supérieurs sont représentés, selon la même convention, par des hachures horizontales (ici, bleues). Le résultat est que la carte présente un aspect d'autant plus foncé que les précipitations sont, en toutes années, abondantes et que les précipitations sont d'autant plus variables d'une année à l'autre que les rectangles formés par l'intersection des deux systèmes de hachures seront allongés. Les limites des classes des D_1 et des D_9 ont en effet été choisies dans le rapport constant de 1 à 1,5:

D_9	900	1200	1500	2000 mm
D_1	600	800	1000	1350 mm

Cette convention entraîne la présence de carrés sur la carte là où le rapport D_9/D_1 est voisin de 1,5 à 1, ce qui correspond pour l'Europe à une variabilité interannuelle faible. Ces carrés se déforment progressivement vers des rectangles allongés horizontalement quand la variabilité s'accroît, l'allongement étant de 2 à 1 pour des rapports D_9/D_1 de l'ordre de 1 à 2,5 ce qui — toujours pour des normes européennes — correspond à une variabilité interrannuelle excessive. En outre, sur la maquette présentée aux congressistes, deux teintes plates légères sont venues souligner les deux classes inférieures des D_1 : jaune pour $D_1 < 600$, vert pâle pour $600 < D_1 < 800$.

Il est précisé qu'à la différence des schémas stationnels figurant la variabilité des régimes pluviométriques qui sont présentés à l'échelle définitive de la Carte Climatique Détaillée de la France en préparation, ce figuré des totaux pluviométriques probables annuels n'est ici qu'une esquisse très agrandie, le dessin définitif de ces valeurs devant être fait sous forme d'un carton à l'échelle du 1/1 250 000.

Un premier examen de cette maquette montre l'existence de deux régions bien pourvues en eau, associant des précipitations en moyenne élevées avec de faibles dispersions : il s'agit du bloc Vercors — Oisans d'une part, de la façade piémontaise d'autre part de l'arc alpin. Inversement, trois zones relativement sèches et à plus grande variabilité interannuelle des précipitations s'individualisent sur la vallée du Rhône, le bassin de la Durance et enfin la plaine de Pô.

Les massifs bien arrosées offrent dans l'ensemble une dispersion interannuelle des précipitations moindre que les zones les plus sèches: il y a des nuances toutefois: c'est ainsi que le Vercors et l'Oisans, en France, offrent des D_1 supérieurs à 1 350 mm et des D_9 supérieurs à 2 000 mm, ce qui se traduit, selon la légende adoptée, par un quadrillage régulier, tandis que dans le massif de l'Argentera les précipitations sont du même ordre en année pluvieuse, mais sensiblement plus faibles en année sèche (D_1 compris entre 1 000 et 1 350 mm); d'où un figuré en rectangles.

Les hautes vallées du versant français sont en général peu arrosées: un pôle de sécheresse, d'ailleurs bien connu, est constitué par la vallée de la Durance entre Embrun et Guillestre: les déciles extrêmes s'y établissent respectivement à 600 mm et 900 mm — ce qui veut dire, rappelons le, que les précipitations se maintiennent quatre années sur cinq entre ces deux valeurs. Si l'on veut bien se rappeler que le pluviomètre de Guillestre est déjà situé à 980 m d'altitude, de tels chiffres apparaissent comme remarquables. On retrouve ces mêmes valeurs pour une station de l'Ubaye. Tout à fait à l'amont de la Durance, par contre (c'est-à-dire en Briançonnais), la variabilité est légèrement plus accusée: les années sèches y sont aussi sèches que dans l'Embrunais, mais les années humides voient les totaux annuels dépasser largement le mètre. C'est ainsi par exemple qu'à Cervières (près de Briançon) les totaux annuels extrêmes recensés au cours de la période 1936—1965 ont été de 490 mm et de 1 666 mm, tandis que ces mêmes période de référence, ont été à Embrun de 427 mm et de 959 mm. Il faut remonter, à Embrun, jusqu'à l'année hydrologique 1935—1936 pour trouver un total de précipitations dépassant le mètre. Le quadrillage qui exprime, selon notre légende, la régularité interannuelle des précipitations correspond bien à une réalité.

On notera encore qu'à l'inverse de ce qui se passe pour la plupart des vallées, l'aridité du Queyras se maintient en altitude: un nivo-pluviomètre totalisateur situé à 2 580 m dans la vallée de Saint Véran a vu en quinze années consécutives d'exploitation les totaux pluviométriques annuels se maintenir entre 480 et 900 mm. En faisant la part des choses, nous avons été quand même amenés à dessiner une sorte d'isthme des isohyètes au sud du Viso, le D_9 devant rester là aux environ de 1 500 mm, et dans doute en dessous, jusque sur les plus hauts sommets de la crête frontière.

Enfin, les plaines qui encadrent la chaine alpine sont l'une et l'autre moins arrosées dans l'ensemble que la montagne, le haut Piémont, immédiatement au nord de l'Argentera, étant remarquable par sa variabilité interannuelle: à Chiusa di Pesio, les précipitations d'une période trentenaire se sont dispersées entre 620 mm (1930—1931) et 2 087 mm (année 1935—1936), ce qui se traduit par le figuré caractéristique en rectangles allongés.

Sans doute, de telles cartes nécessitent-elles un travail de préparation légèrement plus complexe que les classiques cartes d'isohyètes moyennes: le complément d'information qu'elles apportent au lecteur nous paraît mériter largement ce surcroit de travail.

(1) — Une expression numérique de la dispersion des totaux pluviométriques mensuels est donnée par le coefficient λ, utilisé pour l'ajustement des courbes de fréquences cumulées. Ce coefficient λ présente un caractère régional et peut être estimé par interpolation cartographique, ce qui facilite grandement la mise en oeuvre de nos techniques de recherche.

(2) — Par contre, le total phénoménal atteint, toujours à Abriès, de 374 mm en juin 1957 n'apparaît pas sur notre carte: le problème d'appréciation des probabilités d'un phénomène d'une récurrence supérieure au siècle exige d'autres techniques d'approche que celles utilisées ici.

M. STRIFFLING

DK 551.577.37 : 551.589.1

Climatologie synoptique des fortes précipitations alpines

Zusammenfassung

Die starken synoptischen Niederschläge (Regenmenge mehr als 30 mm in 24 oder 48 Stunden), die in den französischen Alpen in den Jahren 1968 und 1969 gefallen sind, wurden wahrscheinlich beim Durchgang von Störungen mit sehr aktiven und starken Höhenwinden verursacht (jet stream). Die Niederschlagsmengen sind von der Lage und der Höhe unabhängig. Die meteorologischen Lagen, die diese starken Niederschläge verursacht haben, gehören zu drei Haupttypen, mit Höhenwinden aus SW, W bzw. NW.

Résumé

Les fortes précipitations synoptiques (supérieures à 30 millimètres en 24 ou 48 heures) recueillies sur les Alpes françaises pendant les années 1968 et 1969 apparaissent comme dues au passage de perturbations très actives avec vents forts en altitude (jet-stream). Les quantités d'eau recueillies ne semblent pas liées à l'exposition et à l'altitude. Les situations météorologiques ayant donné ces fortes précipitations synoptiques appartiennent à 3 types principaux correspondant respectivement à des vents en altitude de sud-ouest, ouest et nord-ouest.

La pluviosité sur les Alpes Françaises a fait l'objet de nombreuses études de climatologie statistique, depuis le mémorable travail de BÉNÉVENT (1) jusqu'à l'établissement récent de cartes d'isohyètes détaillées par la Division Technique Générale d'Electricité de France (centre hydrométéorologique Alpes) (2). Par contre les travaux de climatologie synoptique, où l'on s'efforce de rattacher les précipitations observées à la situation météorologique sont encore rares. On peut citer en ce domaine diverses communications présentés aux précédents Congrès Internationaux de Météorologie Alpine par les Ingénieurs de la Météorologie Nationale (3) (4) (5) (6) (7).

Le présent travail voudrait essayer de dégager quelques caractères des situations météorologiques donnant de fortes précipitations sur les Alpes Françaises. Il utilise à cet effet les observations des deux années 1968 et 1969. On objectera avec justesse que les fortes précipitations observées au cours de ces 2 années peuvent différer notablement par le fréquence, l'intensité, le type de situation météorologique des phénomènes observés au cours d'autres années antérieures. Mais les méthodes de la climatologie synoptique n'ont ni la possibilité, ni la prétention de fournir une description complète du climat: leur but est de dégager les grands traits des phénomènes climatiques d'une région en étudiant de façon détaillée une période relativement courte. S'il est certain que des variations se produisent d'une année à l'autre, il est non moins certain que le comportement local ou régional des phénomènes atmospériques est observable au cours de n'importe quelle année. En procédant de cette façon on renonce évidemment à saisir les phénomènes rares ou exceptionnels pour se borner à l'étude des phénomènes courants qui forment la base même du climat. On s'efforce donc ici de jeter quelque lumière sur le mécanisme habituel de fortes précipitations alpines, non sur celui des précipitations anormales ou exceptionnelles.

Les journées à étudier ont été choisies d'après des critères aussi objectifs que possible en utilisant les données pluviométriques publiées dans les bulletins décadaires d'observations quotidiennes de la Météorologie Nationale. Les cinq stations alpines dont les observations figurent dans ces bulletins sont:

- Bourg St-Maurice, alt. 865 m, climat de la haute vallée de l'Isère
- Chambéry Challes-les-Eaux, alt. 291 m, climat du sillon alpin
- St-Etienne de St-Geoirs, alt 384 m, à 32 km au nord-ouest de Grenoble, climat des plateaux situés à l'ouest des Préalpes
- Lus la Croix Haute, alt. 1037 m, à 3 km au sud du col du même nom, à la limite entre le climat des Alpes du Nord et le climat des Alpes du Sud
- Embrun, alt. 871 m, dans la vallée de la Durance, climat des Alpes du Sud.

On a retenu toutes les périodes de 24 heures (lorsque l'épisode pluvieux s'est déroulé tout entier entre 6 h le jour et 6 h le lendemain) ou de 48 heures (lorsque l'épisode pluvieux a intéressé deux journées) pendant lesquelles l'une au moins des 5 stations ci-dessus mentionnées a recueilli plus de 30 millimètres de précipitations tandis que dans plusieurs autres stations les pluies mesurées étaient comprises entre 10 et 20 mm. Cette dernière condition permet d'éliminer les phénomènes purement locaux, ne présentant pas de caractère synoptique.

Il peut paraître à priori anormal de rassembler des données recueillies dans des stations dont les altitudes et les expositions sont différentes. Mais la suite de cette

étude montrera qu'en ce qui concerne les fortes précipitations synoptiques l'altitude et l'exposition ne semblent pas jouer un rôle prépondérant.

Pour chacune des 24 périodes ainsi sélectionnées, (14 en 1968, 10 en 1969) on a ensuite recherché de façon aussi détaillée que possible, à l'aide des Bulletins Quotidiens d'Etudes de la Météorologie Nationale, quels étaient les principaux éléments de la situation météorologique: direction et vitesse des vents en altitude (ou plus exactement direction et pente des isohypses de la surface isobare 500 millibars) nature des fronts, position et vitesse de déplacement des perturbations, etc . . . Ces comparaisons ont abouti aux constatations suivantes:

1) Lorsque de fortes précipitations sont observées sur les Alpes françaises, de fortes précipitations sont également observées en d'autres régions de France: Jura, Morvan, Massif Central, Vallée inférieure du Rhône, etc. Ainsi la cause première de ces fortes précipitations ne doit pas être cherchée dans l'action du massif alpin mais dans le passage de perturbations météorologiques très actives.

2) Cette opinion est corroborée par la constatation que les journées avec fortes précipitations correspondent à des situations météorologiques dans lesquelles la pente des isohypses, donc la vitesse des vents en altitude est forte ou très forte.

3) L'altitude et l'exposition ne semblent pas jouer un rôle primordial dans l'occurrence de ces fortes précipitations, comme le montre le tableau 1 ou figurent les quantités de précipitations recueillies dans chaque station pour l'ensemble des périodes sélectionnées. Compte tenu du petit nombre de journées totalisées, on peut dire que ces précipitations sont du même ordre de grandeur dans toutes les stations, sauf à Embrun où apparaît nettement l'influence du climat relativement sec des Alpes du Sud.

4) En comparant les diverses cartes météorologiques on a pu définir trois types de situations donnant de fortes précipitations en 1968 et 1969.

Type I

Les isohypses de la surface isobare 500 millibars, donc les vents entre 5000 et 6000 mètres d'altitude, sont orientés au secteur sud-ouest. Sur la carte au sol des fronts froids venant de l'océan, sensiblement parallèles aux isohypses, subissent l'effet bien connu de ralentissement (ou même de blocage) lorsqu'ils arrivent à proximité du massif montagneux en raison de la difficulté qu'is éprouvent à franchir celui-ci. De fortes précipitations se produisent alors à l'avant du front au sein du flux d'air de sud à sud-ouest chaud et humide (en provenance plus ou moins directe de la Méditerrannée) forcé de s'élever dans la vallée d'air chaud comprise entre le massif montagneux (à l'est) et la surface de l'air froid (à l'ouest) vallée dont la largeur diminue sans cesse, au fur et à mesure que le front froid progresse vers l'est.

Type I bis

La situation en altitude est la même. Sur la carte au sol il n'existe pas de front froid, mais une dépression en Méditerranée occidentale. Le sud-est de la France et le massif alpin sont intéressés par la bordure septentrionale de cette dépression, constituée d'air relativement froid en provenance du nord-est dans les basses couches, air froid au-dessus duquel se produit l'ascendance des vents de sud-ouest chauds et humides existant en altitude.

Type II

Régime d'ouest rapide avec inflexions mobiles plus ou moins prononcées des isohypses de la surface isobare 500 mb. Sur la carte au sol les centres des dépressions secondaires et les points triples des perturbations sont situés à des latitudes comprises entre 45° et 50°.

Type III

Les isohypses de la surface isobare 500 millibars sont orientées au nord-ouest sur le massif alpin mais il s'agit en réalité d'air originaire des latitudes tempérées de l'Océan Atlantique ou même de latitudes plus basses. Ces masses d'air ont contourné par le nord un anticyclone situé à l'ouest de la France. Sur la carte au sol on voit que les Alpes se trouvent sur le passage d'ondulations rapides et jeunes qui se propagent le long de la surface de discontinuité séparant l'air froid (sur l'Europe septentrionale) de l'air chaud (sur l'Espagne). Les précipitations sont faibles sur les Alpes du Sud.

On peut noter que les très abondantes chutes de neige ayant provoqué des avalanches catastrophiques en février 1970 sur les Alpes françaises ont eu pour cause essentielle le répétition ou la persistance — probablemen très exceptionnelle — de situations météorologiques du type III.

Tableau 1

Quantité totale de précipitations recueillies (mm) pour l'ensemble des périodes sélectionnées

Station	Altitude (m)	en 1968 (14 périodes)	en 1969 (10 périodes)	Total 1968 et 1969
Bourg St-Maurice	865	495	322	817
Chambéry-Challes	291	556	317	873
St-Etienne St-Geoirs	384	626	322	948
Lus la Croix Haute	1037	605	405	1010
Embrun	871	377	265	642

Tableau 2

Classement des périodes sélectionnées

Date	Type
6 et 7 — I — 1968	II
22 et 23 — II — 1968	I bis
27 et 28 — IV — 1968	I
20 et 28 — V — 1968	I bis
23 VI — 1968	I
13 et 14 — VIII — 1968	II
17 — VIII — 1968	I
29 et 30 — VIII — 1968	I
2 et 3 — IX — 1968	I
14 et 15 — IX — 1968	I
21 — IX — 1968	I
8 — X — 1968	I
2 et 3 — XI — 1968	I
22 au 25 — XII — 1968	III
19 — II — 1969	I
21 et 22 — IV — 1969	I
3 au 6 — V — 1969	I
18 — VI — 1969	I
23 — VI — 1969	I
14 et 15 — VIII — 1969	I
8 et 9 — XI — 1969	II
12 et 13 — XI — 1969	I
23 et 24 — XI — 1969	I
3 et 4 — XII — 1969	III

Finalement sur les 24 épisodes pluvieux étudiés on a pu déceler:

- 17 situations du type I (9 en 1968,8 en 1969)
- 2 situations du type I bis (2 en 1968)
- 3 situations du type II (2 en 1968,1 en 1969)
- 2 situations du type III (1 en 1968,1 en 1969)

Le tableau 2 donne les dates des 24 épisodes pluvieux étudiés et le classement établi.

En résumé il est possible de conclure provisoirement, en s'appuyant sur les observations des années 1968 et 1969, que les fortes précipitations alpines ne sont pas liées à l'altitude ou à des effets locaux mais:

- à un fort gradient des isohypses de la surface isobare 500 mb
- au passage de perturbations actives appartenant à l'un des 3 types définis ci-dessus.

Il semble que les situations du type I ou I bis soient à l'origine de la plupart des fortes précipitations alpines.

Bibliographie

(1) BENEVENT: Le climat des Alpes françaises. Mém. Off. Nat. Météor. de France No. 14 (1926).

(2) E.D.F. Division Technique générale CHM Alpes: Pluviométrie annuelle moyenne, période 1936—1960 — Carte des isohyètes (Hors commerce).

(3) MERTZ, J.; STRIFFLING, M.: Sur le mécanisme des pluies dans la vallée du Rhône et les Préalpes les 8 et 9 décembre 1954. La Météorologie, 4 (1957) No. 45—46, p. 237—244.

(4) MERTZ, J.: Essai de classification des types de temps sur les Alpes d'après la disposition des isohypses à 500 mb. La Météorologie, 4 (1957) No. 45—46, p. 305—315.

(5) STRIFFLING, M.: Sur les causes météorologiques des crues concomitantes du Rhône et du Pô. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 54 (1959) S. 119—122.

(6) FONTAINE, P.: Causes météorologiques de quelques crues de saison chaude sur les rivières alpestres occidentales. Communication du 6ème Congrès International de Météorologie Alpine. Inst. hydrométéor. fédéral de la République fédérative de Yougoslavie, p. 471—476, Beograd 1962.

(7) STRIFFLING, M.: Sur la distribution des précipitations dans les Alpes du Nord françaises. Carinthia II, 24. Sonderheft, p. 204—208, Wien 1965.

Diskussionsbemerkungen

R. GRARD: La communication de Mr. Striffling justifie le tracé des cartes isohyètes d'episodes pluvieux que nous traçons depuis de nombreuse années; je voudrais alors lui demander s'il ne pense pas qu'il faudrait supprimer du vocabulaire des prévisions météorologiques les phrases comme celle-ci: «Précipitations abondantes surtout sur les versants exposés à l'ouest» puisque d'après sa communication, et je suis d'accord avec lui, les fortes précipitations ne sont pas sensibles à l'orientation des versants.

M. STRIFFLING: Sur la remarque faite par M. Grard proposant de supprimer du vocabulaire des prévisions météorologiques les phrases telles que celles-ci «Précipitations abondantes surtout sur les versants exposés à l'ouest» je donne mon accord uniquement dans le cas du Massif alpin français.

H. WACHTER

DK 551.524.1 : 551.541 : 551.508

Temperaturunruhe im Hochgebirge und Luftdruckschwankungen

Zusammenfassung

Es werden zwei Meßfühler zur Erfassung schneller Schwankungen der Lufttemperatur und des Luftdrucks beschrieben, wobei die zeitliche Auflösung vorwiegend durch die Einstellgeschwindigkeit des benutzten Kompensationsschreibers begrenzt ist. Als Meßbeispiele werden im Oberengadin und auf benachbarten Berggipfeln (Piz Nair, Corvatsch) gewonnene Registrierungen wiedergegeben.

Abstract

Two special devices are described that allow the measuring and recording of rapid fluctuations in the air temperature and in the barometric pressure; the resolution in time is mainly limited by the response time of the recorder. Samples are given of recordings in an elevated Alpine valley (Oberengadin, Switzerland) and on mountain summits (Piz Nair, Corvatsch).

Rasche Schwankungen, die eine atmosphärische Meßgröße binnen Sekunden oder Minuten vollführt, gelten in der synoptischen Meteorologie als störend; für den Wind z. B. ist ausdrücklich festgelegt, daß die gemeldete Beobachtung ein Zehnminutenmittel wiedergeben soll. Im allgemeinen enthebt uns die physikalisch gegebene Trägheit der meisten meteorologischen Meßinstrumente der Sorge, allzu kurzzeitige Änderungen der Meßgröße erst unterdrücken zu müssen. Umgekehrt tritt gerade als eine besondere Anforderung diejenige nach möglichst trägheitsarmer Messung dann auf, wenn die kurzzeitigen Schwankungen einer meteorologischen Meßgröße naturgetreu erfaßt werden sollen. Solche kurzzeitigen Schwankungen interessieren in verschiedenen Zusammenhängen: in der Turbulenzforschung beispielsweise, aber auch im Rahmen der Biometeorologie. Von den zahlreichen Arbeiten, die auf verschiedenen Gebieten darüber veröffentlicht wurden, sind in (1) eine größere Anzahl zitiert.

Gegenüber dem vergleichsweise etwas umständlichen Verfahren der photographischen Aufzeichnung eines Galvanometerausschlags bieten die heutigen elektrischen Registriergeräte, die nach dem Kompensationsprinzip arbeiten, auch Nachlaufschreiber genannt, den Vorteil einer unmittelbaren, fortlaufenden Registrierung. Verschiedene Hersteller liefern Linienschreiber dieser Art (z. B. „Servogor" von Metrawatt, „Moseley Recorder" von Hewlett and Packard, Geräte von Esterline-Angus, „Mikrograph" von Kipp u. Zonen, usw.), die zum Durchlaufen des vollen Ausschlages rund eine Sekunde, eventuell sogar weniger, benötigen. Bei geringeren Ausschlägen werden somit noch Änderungen wiedergegeben, die in Bruchteilen einer Sekunde erfolgen, also Frequenzen von einigen Hertz entsprechen. Damit wird zugleich der Zeitmaßstab der Schwankungen abgegrenzt, um die es in der vorliegenden Arbeit geht: Änderungen meteorologischer Größen, die in Sekunden oder gar Bruchteilen von Sekunden bis — als langsamstes — in Minuten stattfinden. Meßfühler für die Lufttemperatur und den Luftdruck, die diese Meßgrößen hinreichend trägheitsarm aufnehmen, werden im folgenden beschrieben.

Das Temperatur-Variometer (Abb. 1)

Mit besonders dünn ausgewalzten Metallbändchen (Querschnitt 0,3 · 0,05 mm²) ist es möglich, sehr trägheitsarme Thermoelemente zu bauen. Die Kombination Kupfer—Konstantan, deren Thermospannung 41 μV/grd beträgt, ergibt bei einer 48gliedrigen Thermosäule fast 2 mV/grd; wendet man also z. B. den 5-mV-Bereich eines Schreibers mit 25 cm Registrierbreite an, wird somit $^1/_{10}$° C durch 1 cm Ausschlag wiedergegeben. Der störende Einfluß, den ein vergleichsweise großer Grundwert darstellen würde, dem die hier interessierenden Schwankungen nur überlagert sind, wird umgangen, indem die sog. „passiven" Lötstellen nicht auf konstanter Temperatur (0° etwa) gehalten, sondern einem geglätteten Wert der Lufttemperatur nachgeführt werden; dies geschieht dadurch, daß diese passiven Lötstellen (elektrisch isoliert) in eine wärmeträge Metallkugel (2 kg Kupfer) eingelassen sind. Eine ausführlichere Beschreibung und Diskussion des Temperatur-Variometers wurde in (1) und (2) gegeben; mit dem Ausdruck „Variometer" ist hier nicht gemeint, daß das Gerät die Ableitung der Meßgrößen bilde, sondern allein die geschilderte Ausschaltung des großen Grundbetrags der Meßgröße. Da die dünnen Bändchen, die die in die Luft ragenden Thermoelemente bilden, sich im Wind leicht verbiegen und zusammenknicken, wurde eine Verspannung aus feinsten Dekorations-Perlonfäden benützt, um sie ausgespannt zu halten; ein lampenschirmähnliches Regendach schützt den igelartigen Temperatur-Meßfühler mit seinen stachelförmig herausragenden Thermoelementen vor Niederschlägen.

Der Feindruckmesser (Abb. 2)

Um gleichzeitig mit den Fluktuationen der Lufttemperatur auch Luftdruckschwankungen aufnehmen zu kön-

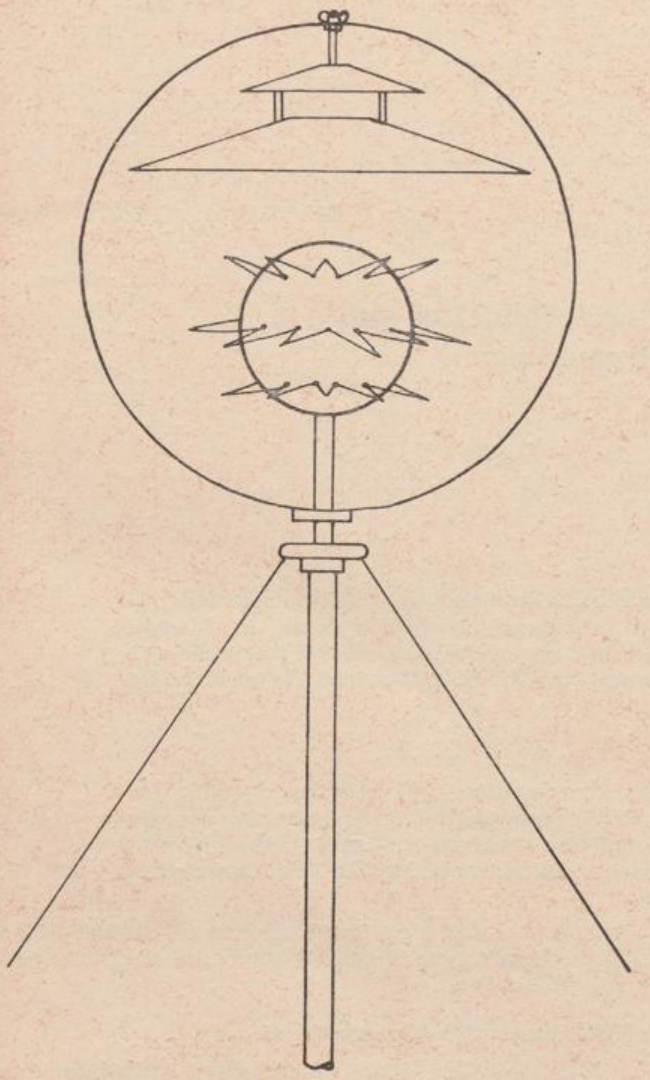


Abb. 1
Thermoelektrisches „Temperatur-Variometer" (vgl. Text); Aufstellung mit Schutzdach.

nen, wurde ein Luftdruckgeber gebaut, dessen Basis ein Vidiedosensatz bildet, wie er in empfindlichen Barographen benutzt wird. Der Verstellweg des Dosensatzes wird von einem elektrischen Weggeber (displacement transducer von G. L. Collins) abgetastet, der die Verstellung mit hoher Linearität und geringer Temperaturabhängigkeit in eine elektrische Spannung umwandelt. Außer dem Differentialtransformator, dessen Übertragung von der Stellung des Taststiftes abhängt, enthält der Weggeber von der Größe eines Tablettenröhrchens weitere Schaltelemente, die es ermöglichen, zur Speisung 6 V Gleichspannung anzuwenden (Stromverbrauch rund 20 mA) und die Ausgangsgröße als Gleichspannung zu erhalten. Die Empfindlichkeit beträgt bei der benutzten Type 1,35 V/mm; bei dem angewandten Dosensatz, der sich um 1,5 mm/100 mb ändert, ergibt dies eine Druckempfindlichkeit von 20 mV/mb (im Vergleich zu den 2 mV/grd des Temperatur-Variometers). Je nach dem gewählten Meßbereich des Schreibers läßt sich daher ein Millibar auf mehrere Dezimeter Ausschlag ausbreiten. Bei der Anwendung des Gerätes müssen zwei Vorsichtsmaßnahmen beachtet werden. Wegen der Schwingungsfähigkeit des Dosensatzes empfiehlt sich auch bei der angebrachten Öldämpfung noch eine möglichst erschütterungsfreie Aufstellung; das hier angewandte Gerät war zudem in einen thermisch isolierenden Kasten eingeschlossen. Bei Dauerregistrierungen muß auf Konstanz der Speisespannung geachtet werden, weil die je Stellwegeinheit auftretende, elektrische Spannung von der Speisespannung abhängt.

Messungen

Aus den bisher gewonnenen Registrierungen vorzugsweise der Temperaturunruhe seien vorab einige Ergebnisse zusammenfassend mitgeteilt (vgl. auch (1)). Im Tagesgang legt sich die fast immer vorhandene Temperaturunruhe erst im Laufe der Nacht; bei klarem Strahlungswetter verschwindet sie innerhalb einer Stunde nach Sonnenaufgang nahezu vollständig. Wird jedoch

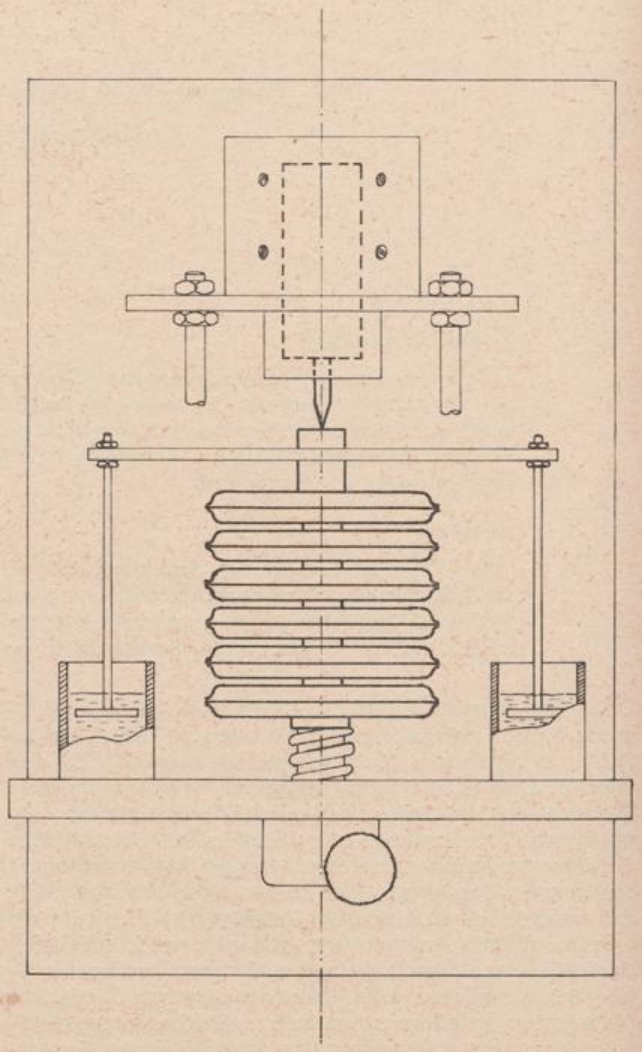


Abb. 2
Vidiedosensatz mit Stellwegabnahme durch einen elektrischen Weggeber (gestrichelt). Die ganze Anordnung ist in einen thermisch isolierenden Kasten eingebaut.

der Meßort unmittelbar von der Sonne beschienen, treten sofort mit Sonnenaufgang konvektionsbedingte Temperaturschwankungen auf; diese setzen auch ein, sowie ein vorher vorhandener Wolkenschleier die Sonne freigibt. Besonders unruhiger Temperaturverlauf zeigt sich u. a. bei lebhafterem Wind, während die größte



Abb. 3
Besonders rasche Temperaturschwankungen auf dem Piz Nair (3000 m) bei St. Moritz (während eines Schneeschauers am 29. August 1969).

Temperaturruhe sowohl bei Nebel (stabiler Schichtung), als auch bei schwachen Niederschlägen, sei es Nieseln, Regen oder Schnee, eintritt.

Die Zusammenarbeit des Frankfurter Universitätsinstitutes für Meteorologie und Geophysik mit der Klimaphysiologischen Forschungsstation St. Moritz-Bad machte dank des fördernden Interesses des Direktors, Herrn Professor Dr. H.-W. GEORGII, Messungen auch im Hochgebirge möglich. Die raschesten Temperaturschwankungen mit einer Frequenz von mehreren Hertz, also an der oberen Grenze des mit der Meßanordnung Beobachtbaren, wurden auf dem 3000 m hohen Piz Nair bei St. Moritz während eines Schneeschauers registriert



Abb. 4
Luftdruckverlauf bei böigem Wind auf der Bergstation (3300 m) der Corvatschbahn (24. August 1970).

(Abb. 3). Lebhafte Druckschwankungen wurden bei böigem Wind am 24. 8. 1970 in der 3300 m hohen Bergstation der Corvatschbahn beobachtet, wobei hörbare Böen durch den Staueffekt am Gebäude auch in der Registrierung hervortraten (Abb. 4).

Einige Beispiele von verschiedenen Meßorten mögen die gleichzeitige Registrierung von Temperatur- und Druckschwankungen belegen: bei den wiedergegebenen Registrierungen sind sowohl die für die Temperatur- und die Druckmessung angewandten Empfindlichkeiten, als auch die zeitliche Auflösung (Vorschubgeschwindigkeit des Registrierpapiers) jeweils durch die eingezeich-



Abb. 5
Simultanregistrierung von Luftdruck und Lufttemperatur (im Garten des Meteorologischen Instituts); Frankfurt a. M., 2. Juli 1970.

neten Pfeillängen angegeben. Für denjenigen Anteil, der bei simultanen Druck- und Temperaturschwankungen durch den adiabatischen Effekt zustandekommt, gibt das POISSONsche Gesetz die quantitative Verknüpfung; es läßt sich leicht überschlagen, daß dabei einem Millibar Druckänderung ungefähr ein Zehntel Grad Temperaturänderung entspricht. Die Druckregistrierung stellt also (bei den hier beschriebenen Meßanordnungen) den empfindlicheren Indikator dar. — Die folgenden drei Abbildungen geben den Verlauf gleichzeitig registrierter Druck- und Temperaturschwankungen wieder; von diesen Beobachtungen stammen Abb. 5 aus Frankfurt a. M.,

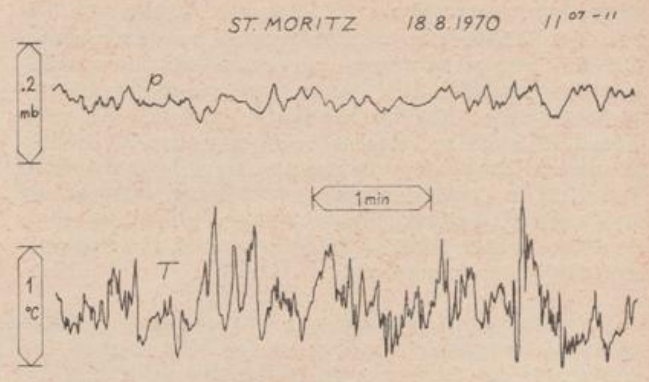


Abb. 6
Temperatur- und Druckunruhe in St. Moritz-Bad am 18. August 1970; Bewölkung: einzelne Cu, 1/8 Ci.

Abb. 6 aus St. Moritz und Abb. 7 von der 3300 m hoch gelegenen Bergstation der Corvatsch-Seilbahn. Die kleinen Pfeile auf der letztgenannten Abbildung markieren Störungen im Druckschrieb, die durch Türenschlagen oder Erschütterungen entstanden. Es bedarf natürlich einer über den optischen Eindruck hinausgehenden Analyse, will man über den adiabatisch untereinander ab-

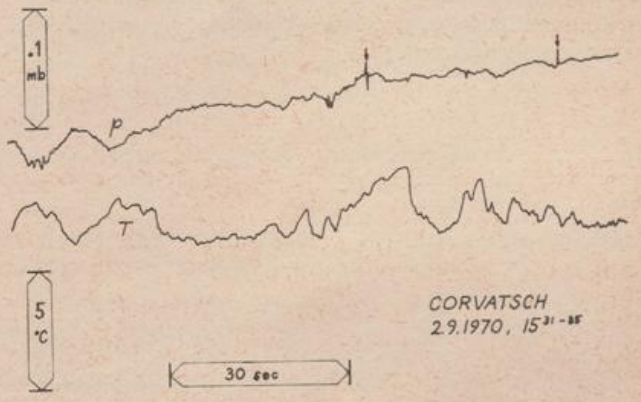


Abb. 7
Temperatur- und Druckverlauf in 3300 m Höhe (Bergstation der Corvatschbahn) am 2. September 1970.

hängigen Anteil der Druck- und Temperaturschwankungen eine bestimmte Aussage treffen.

In engem Zusammenhang mit der Frage des adiabatischen Anteils an gleichzeitigen Temperatur- und Druckschwankungen steht die Frage, ob oder wann bei Temperaturschwankungen der Außenluft auch Temperaturschwankungen im Innern von Gebäuden auftreten, die nicht dortselbst erzeugt sind (durch triviale Vor-

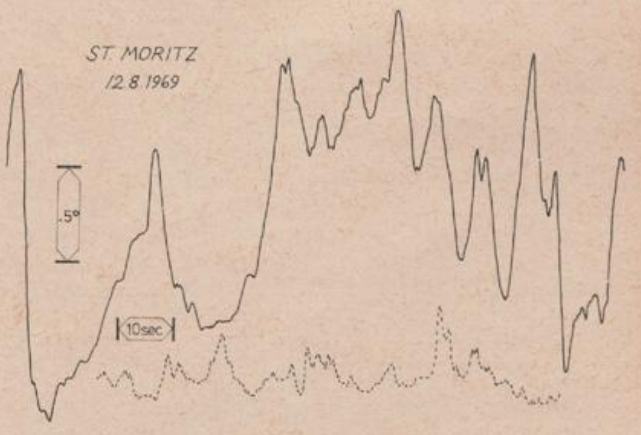


Abb. 8
Gleichzeitige Temperaturunruhe im Freien (ausgezogene Kurve) und im Innenraum (Laboratorium der Klimaphysiologischen Station St. Moritz-Bad; gestrichelte Kurve); 12. August 1969.

gänge wie Umhergehen von Personen, Öffnen von Türen oder Fenstern, u. a.). Ein Beispiel, bei dem zugleich mit der Temperaturunruhe im Freien auch ein unruhiger Temperaturverlauf im Laboratorium der Klimaphysiologischen Station St. Moritz-Bad auftrat, zeigt Abb. 8. Es steht zu vermuten, daß eine advektiv herangetragene, inhomogene Temperaturstruktur der Außenluft nicht in Gebäude durchgreifen kann, während am Ort durch Turbulenz erzeugte Temperaturunruhe infolde adiabatischer Effekte gleichzeitig auch in Innenräumen auftritt (vgl. auch (2)).

Die bisherige Erfahrung zweier sommerlicher Meßperioden hat gezeigt, daß unter den klimatischen Bedingungen des Oberengadin (rund 1800 m Höhe), das u. a. durch den im Tagesgang aufkommenden „Malojawind" lebhaft durchlüftet wird, die Temperaturunruhe nur selten einschläft; vielmehr scheint gerade sie in der physiologischen Reizwirkung des Hochgebirgsklimas maßgeblich mitzuwirken.

Vielleicht tragen die dargestellten Messungen dazu bei, das Interesse an den kurzzeitigen Fluktuationen meteorologischer Größen neu zu beleben, deren biometeorologische Wirkungsmöglichkeit nicht ausgeschlossen ist, auch wenn die mit den konventionellen, trägen Meßgeräten gemessene Größe keinen solchen Zusammenhang aufweist.

Als ein großer Vorzug der beschriebenen elektrischen Meßweise erweist es sich, daß sich am Registriergerät sowohl die Empfindlichkeit für die Meßgröße (Temperatur, Luftdruck), als auch die zeitliche Auflösung ihrer Schwankungen in weiten Grenzen durch einfaches Umschalten wählen läßt. Im vorliegenden Fall wurden als äußerste Empfindlichkeit angewandt 25 cm/° C für die Temperatur und 50 cm/mb für den Luftdruck, sowie für den Vorschub des Registrierpapieres 15 cm/min, wobei sich also Änderungen in Bruchteilen einer Sekunde (1 sec entspricht dabei 2,5 mm) noch erkennen lassen.

Literatur

(1) WACHTER, H.: Worin liegt der Reiz des Reizklimas? Zum Klima von St. Moritz und des Oberengadin. Z. angew. Bäder- u. Klimaheilkde. 17 (1970) S. 456–469. Daselbst zahlreiche Literaturangaben; den dort zitierten pflanzenphysiologischen Arbeiten ist hinzuzufügen: TRANQUILLINI, W.; H. TURNER: Untersuchungen über die Pflanzentemparaturen in der subalpinen Stufe mit besonderer Berücksichtigung der Nadeltemparaturen der Zirbe. Mitt. d. Forstl. Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn in Wien-Schönbrunn, Heft 59 (1961).

(2) WACHTER, H.: Fluctuations rapides de la température de l'air et leur effet biologique. Cahiers de l'Assoc. Française de Biométéor. 3 (1970) No. 1, p. 5–21.

R. GRARD; P. MATHEVET

DK 551.577.21 : 551.501.4

Analyse de la validité des longues séries pluviométriques des Alpes Françaises

Résumé

L'étude de la variation des résidus des corrélations entre précipitations annuelles de stations voisines (par la ligne d'écarts cumulés) met en évidence les hétérogénéités dans les longues séries, dont les causes sont multiples: changements d'emplacement, d'observateur, de matériel des mesures, d'organisme de contrôle.

L'incertitude devant laquelle on se trouve souvent sur l'homogénéité du témoin de comparaison utilisé, a entraîné les auteurs à utiliser comme témoin la moyenne d'un grand nombre de stations, les causes d'hétérogénéité ayant alors toutes chances de se répartir aléatoirement.

L'étude a été programmée en calculateur et les «lignes d'écarts cumulés» ont été sorties en table traçante pour toutes les stations des Alpes.

Dans de nombreuses études d'hydrologie on est amené à suppléer l'absence de mesures de débits par les mesures de pluviométrie dont les séries sont en général plus longues et permettent ainsi une meilleure estimation des moyennes et de la variabilité des précipitations et par suite de l'hydraulicité.

Il est donc de première importance, que les séries chronologiques ainsi utilisées soient homogènes, c'est à dire ne comportent pas de dérives: erreurs systématiques dûes à des modifications de matériel de mesures ou à des changements d'observateurs ou d'emplacements.

La recherche d'homogénéité des séries consiste donc en recherche des dérives éventuelles des valeurs d'observation.

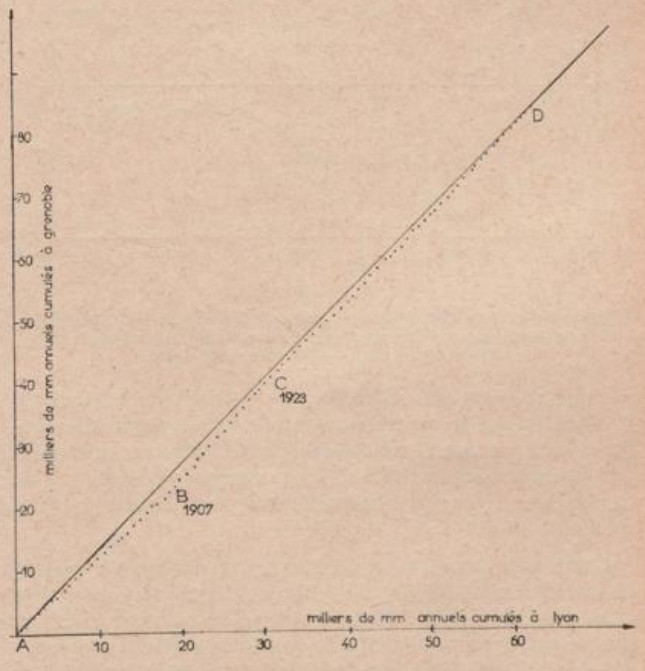
La méthode couramment utilisée (1) (2) (3) connue sous le nom de «courbe de double masse ou de double cumul» consiste simplement, après avoir découvert une variable x très liée à celle qu'on veut tester y (généralement une mesure du même type effectuée à quelque distance du point d'observation) à procéder au cumul chronologique simultané des 2 variables x et y et à la visualisation graphique du résultat. Les hétérogénéités sont marquées par les ruptures de pente de la courbe de double masse.

La station de Grenoble nous servira d'exemple:

On dispose à Grenoble d'une série de mesures pluviométriques s'étendant de 1881 à nos jours. Si l'on étudie cette série suivant des méthodes jadis couramment utilisées comme les moyennes chevauchantes ou progressives (4), on ne manque pas de constater que les décennies récents sont beaucoup plus arrosées que les décennies anciennes et on en conclut rapidement (5) que le climat Grenoblois est en pleine période de modifications, ou tout au moins qu'il a beaucoup varié au début du siècle.

On ne peut pas facilement admettre sans sous-estimer cependant l'importance de l'influence humaine par l'urbanisation et l'industrialisation, qu'une modification de climat importante soit localisée sur une zône de faible étendue et il est bien tentant de comparer les fluctuations climatiques de diverses stations voisines.

Les mesures pluviométriques effectuées à l'observatoire lyonnais de St. Genis Laval par exemple pendant la même période, peuvent servir de premier contrôle. La corrélation entre les précipitations annuelles à Grenoble



COURBE DE DOUBLE CUMUL DES PRECIPITATIONS ANNUELLES A GRENOBLE ET LYON - ST GENIS-LAVAL

Fig. 1
Courbe de double cumul des précipitations annuelles à Grenoble et Lyon-St Genis-Laval — Période 1862—1908.

gänge wie Umhergehen von Personen, Öffnen von Türen oder Fenstern, u. a.). Ein Beispiel, bei dem zugleich mit der Temperaturunruhe im Freien auch ein unruhiger Temperaturverlauf im Laboratorium der Klimaphysiologischen Station St. Moritz-Bad auftrat, zeigt Abb. 8. Es steht zu vermuten, daß eine advektiv herangetragene, inhomogene Temperaturstruktur der Außenluft nicht in Gebäude durchgreifen kann, während am Ort durch Turbulenz erzeugte Temperaturunruhe infolde adiabatischer Effekte gleichzeitig auch in Innenräumen auftritt (vgl. auch (2)).

Die bisherige Erfahrung zweier sommerlicher Meßperioden hat gezeigt, daß unter den klimatischen Bedingungen des Oberengadin (rund 1800 m Höhe), das u. a. durch den im Tagesgang aufkommenden „Malojawind" lebhaft durchlüftet wird, die Temperaturunruhe nur selten einschläft; vielmehr scheint gerade sie in der physiologischen Reizwirkung des Hochgebirgsklimas maßgeblich mitzuwirken.

Vielleicht tragen die dargestellten Messungen dazu bei, das Interesse an den kurzzeitigen Fluktuationen meteorologischer Größen neu zu beleben, deren biometeorologische Wirkungsmöglichkeit nicht ausgeschlossen ist, auch wenn die mit den konventionellen, trägen Meßgeräten gemessene Größe keinen solchen Zusammenhang aufweist.

Als ein großer Vorzug der beschriebenen elektrischen Meßweise erweist es sich, daß sich am Registriergerät sowohl die Empfindlichkeit für die Meßgröße (Temperatur, Luftdruck), als auch die zeitliche Auflösung ihrer Schwankungen in weiten Grenzen durch einfaches Umschalten wählen läßt. Im vorliegenden Fall wurden als äußerste Empfindlichkeit angewandt 25 cm/° C für die Temperatur und 50 cm/mb für den Luftdruck, sowie für den Vorschub des Registrierpapieres 15 cm/min, wobei sich also Änderungen in Bruchteilen einer Sekunde (1 sec entspricht dabei 2,5 mm) noch erkennen lassen.

Literatur

(1) WACHTER, H.: Worin liegt der Reiz des Reizklimas? Zum Klima von St. Moritz und des Oberengadin. Z. angew. Bäder- u. Klimaheilkde. 17 (1970) S. 456–469. Daselbst zahlreiche Literaturangaben; den dort zitierten pflanzenphysiologischen Arbeiten ist hinzuzufügen: TRANQUILLINI, W.; H. TURNER: Untersuchungen über die Pflanzentemparaturen in der subalpinen Stufe mit besonderer Berücksichtigung der Nadeltemparaturen der Zirbe. Mitt. d. Forstl. Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn in Wien-Schönbrunn, Heft 59 (1961).

(2) WACHTER, H.: Fluctuations rapides de la température de l'air et leur effet biologique. Cahiers de l'Assoc. Française de Biométéor. 3 (1970) No. 1, p. 5–21.

R. GRARD; P. MATHEVET

DK 551.577.21 : 551.501.4

Analyse de la validité des longues séries pluviométriques des Alpes Françaises

Résumé

L'étude de la variation des résidus des corrélations entre précipitations annuelles de stations voisines (par la ligne d'écarts cumulés) met en évidence les hétérogénéités dans les longues séries, dont les causes sont multiples: changements d'emplacement, d'observateur, de matériel des mesures, d'organisme de contrôle.

L'incertitude devant laquelle on se trouve souvent sur l'homogénéité du témoin de comparaison utilisé, a entraîné les auteurs à utiliser comme témoin la moyenne d'un grand nombre de stations, les causes d'hétérogénéité ayant alors toutes chances de se répartir aléatoirement.

L'étude a été programmée en calculateur et les «lignes d'écarts cumulés» ont été sorties en table traçante pour toutes les stations des Alpes.

Dans de nombreuses études d'hydrologie on est amené à suppléer l'absence de mesures de débits par les mesures de pluviométrie dont les séries sont en général plus longues et permettent ainsi une meilleure estimation des moyennes et de la variabilité des précipitations et par suite de l'hydraulicité.

Il est donc de première importance, que les séries chronologiques ainsi utilisées soient homogènes, c'est à dire ne comportent pas de dérives: erreurs systématiques dûes à des modifications de matériel de mesures ou à des changements d'observateurs ou d'emplacements.

La recherche d'homogénéité des séries consiste donc en recherche des dérives éventuelles des valeurs d'observation.

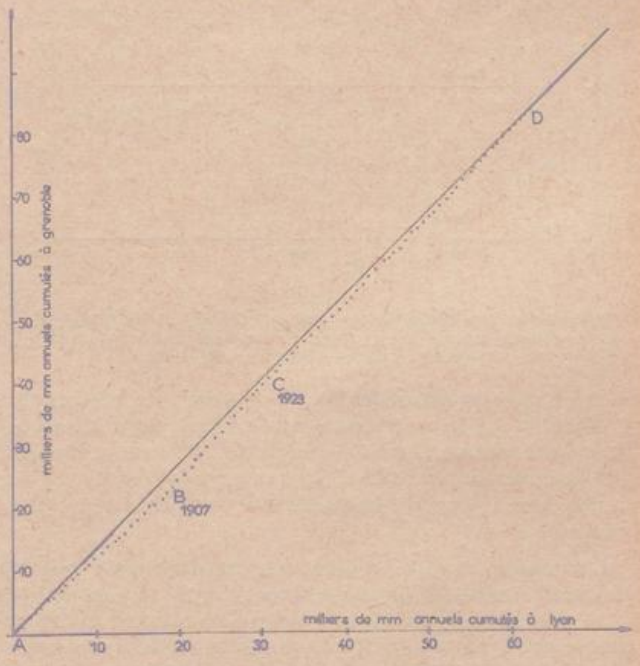
La méthode couramment utilisée (1) (2) (3) connue sous le nom de «courbe de double masse ou de double cumul» consiste simplement, après avoir découvert une variable x très liée à celle qu'on veut tester y (généralement une mesure du même type effectuée à quelque distance du point d'observation) à procéder au cumul chronologique simultané des 2 variables x et y et à la visualisation graphique du résultat. Les hétérogénéités sont marquées par les ruptures de pente de la courbe de double masse.

La station de Grenoble nous servira d'exemple:

On dispose à Grenoble d'une série de mesures pluviométriques s'étendant de 1881 à nos jours. Si l'on étudie cette série suivant des méthodes jadis couramment utilisées comme les moyennes chevauchantes ou progressives (4), on ne manque pas de constater que les décennies récents sont beaucoup plus arrosées que les décennies anciennes et on en conclut rapidement (5) que le climat Grenoblois est en pleine période de modifications, ou tout au moins qu'il a beaucoup varié au début du siècle.

On ne peut pas facilement admettre sans sous-estimer cependant l'importance de l'influence humaine par l'urbanisation et l'industrialisation, qu'une modification de climat importante soit localisée sur une zône de faible étendue et il est bien tentant de comparer les fluctuations climatiques de diverses stations voisines.

Les mesures pluviométriques effectuées à l'observatoire lyonnais de St. Genis Laval par exemple pendant la même période, peuvent servir de premier contrôle. La corrélation entre les précipitations annuelles à Grenoble



COURBE DE DOUBLE CUMUL DES PRECIPITATIONS ANNUELLES A GRENOBLE ET LYON-ST GENIS-LAVAL

Fig. 1
Courbe de double cumul des précipitations annuelles à Grenoble et Lyon-St Genis-Laval — Période 1862—1966.

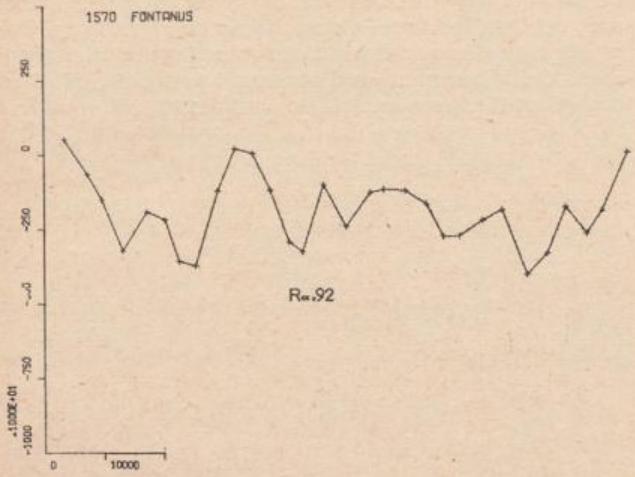


Fig. 8
— une station homogène — Fontanus

Des erreurs de calculs peuvent aussi être mises en évidence facilement: elles se présentent comme sur la figure 6 par un décrochement de la courbe qui reprend ensuite la même pente.

D'autres stations enfin, présentent des cassures importantes dont l'origine ne peut être attribuée à une cause précise (fig. 7).

Sauf en ce qui concerne les erreurs de calculs, les séries d'origine ne sont pas modifiées. L'étude permet seulement de connaître les séries homogènes (fig. 8) et d'attirer l'attention sur les discontinuités existant dans les autres stations, l'hétérogénéité pouvant être plus ou moins grave suivant le type d'étude effectuée.

Bibliographie

(1) KOHLER, M. A.: On the use of double-mass analysis for testing the consistency of meteorological records and for making the required adjustements. Bull. Amer. Meteor. Soc. 30, 1949, pp. 188—189.

(2) ANDERSON, H. W.: Detecting Hydrologic effects of changes Watershed conditions by double-mass analisio — Trans. Amer. Geophys. Union — Vol. 36, 1955, pp. 119—125.

(3) GUGGINO PICONE, E.; GRAMIGNANI, M.: Sull' analisi doppia cumulata per precipitazioni annue — Energia Electrica, 1966.

(4) SANSON CARETTE: Les variations de la pluviosité moyenne en France et en Afrique du Nord. La Météorologie, 1946.

(5) JAIL, M.: Note préliminaire sur les précipitations à Grenoble depuis 1878 — Revue de Geographie Alpine LVI, 1968.

V. DIMITRIEVSKI

DK 551.577.37 : 551.509.31

Intense rainfalls in the mountains and their relationship to the synoptic situation

Abstract

For the occurrence of heavy rainfalls simultaneous fulfilment of many conditions is needed, but there are different favourable combinations of geographical features and synoptic situations.

The aim of this paper is not to study the thermodynamic conditions in the atmosphere above the determined place (vertical temperature gradient, distribution of moisture with height, vertical wind profile-wind shear, curvature of isobars, etc.), but wider observation of macro-synoptical conditions.

Starting from the synoptical conditions for heavy rainfalls in Macedonia, the study tries to find similarity and common characteristics of synoptic conditions for distinct cases of heavy rainfalls and weather disasters in different parts of the world.

1. Heavy rainfalls in Macedonia

Macedonia is a prevailingly mountainous territory. At certain favourable conditions, the rainfall totals exceeding 30 mm in 24 hours have occasionally caused extensive flooding.

Due to the extreme rainfalls frequently considerable damages are caused by flooded rivers and streams in mountain districts.

On 15 November 1962 Macedonia was under exceptionally heavy rain. The orography influenced the distribution and intensity of the rain.

Mean rainfalls in the upper part of the catchment area of the Vardar River amounted to about 100 mm/24 h. The maximum rainfalls were registered at Nežilovo 150 mm/24 h, whereas in the lowest part of the valley they were about 30 mm/24 h. Especially intensive rainfalls were on the mountain Jakupica.

On the mountain top Solunska Glava, 2540 m, there is a meteorological station (Fig. 1).



Fig. 1
Meteorological station Solunska Glava

For illustration the distribution of rainfalls on the different mountain slopes (South-North, East-West and North-South) is given in Fig. 2. It can be seen that there were great differences in the rainfalls on different mountain slopes.

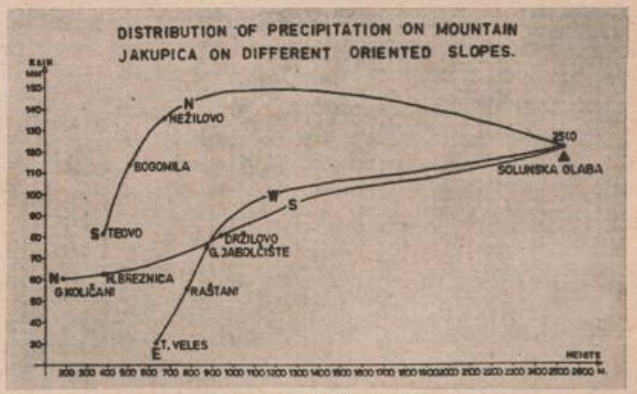


Fig. 2
Precipitation on the mountain slopes: S—N, E—W and N—S

The intensity of the rain may be seen from the autographic records at the meteorological station at Ohrid, as shown in Fig. 3.

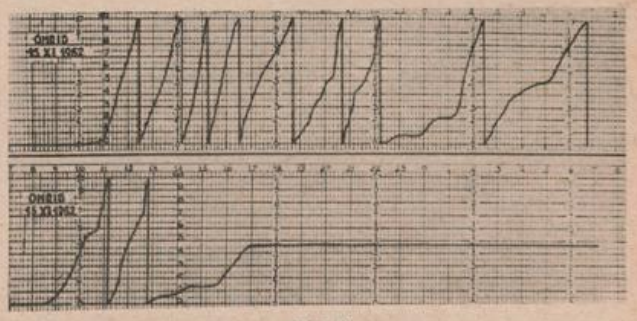


Fig. 3
Rainfall records at the meteorological station Ohrid

The highest rainfall rate registered during the afternoon of this day did not exceed 10 mm in 60 minutes. However, the total amount of 115 mm during a period of about 18 hours can be classed as a remarkable incident.

In the mountain districts, by all means, the rain was more intensive, but in that time of the year many of the ombrogaphs did not work.



Fig. 4
The centre of Skopje was flooded on 16 Nov. 1962

Such intensive, widespread and prolonged rainfalls caused the flood disaster in Macedonia, especially at Skopje. Enormous material damage resulted from this disasters (Fig. 4).

The defence embarkment was destroyed and the town largely flooded.

2. Surface synoptic situation on 15 November 1962

We would like to point out the extreme stormy conditions in the night between 15 and 16 November 1962, characterized by intensive and long thunders and stormy rain similar to the stormy processes occuring in the afternoon hours during the hot summer days.

The torrential rainfalls were of frontal type, associated with cyclonic activity in the Western Mediterranean and the Adriatic Sea, as it can be seen from the surface weather charts (Fig. 5).

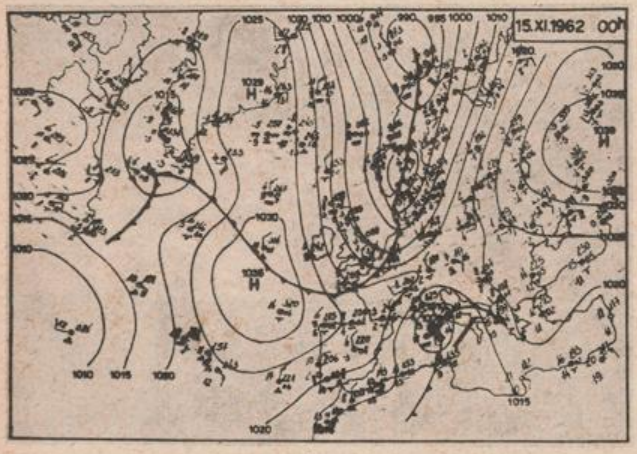


Fig. 5
Surface weather chart, 15 Nov. 1962, 00z

The frontal system crossing Macedonia, caused heavy and prolonged rain.

Attention has to be paid to the position of the main anticyclones with their centres: one over the Atlantic and the other one over the Soviet Union — acting as a blocking system.

The consecutive position and direction of movement of the fronts for the period of three days is shown in Fig. 6.



Fig. 6
Position and movement of fronts

The cold front, approaching from north-west, produced the heavy rains in Macedonia.

3. Upper synoptic situation

Over the eastern part of the Atlantic and Western Europe there is a large thermobaric trough (Fig. 7).

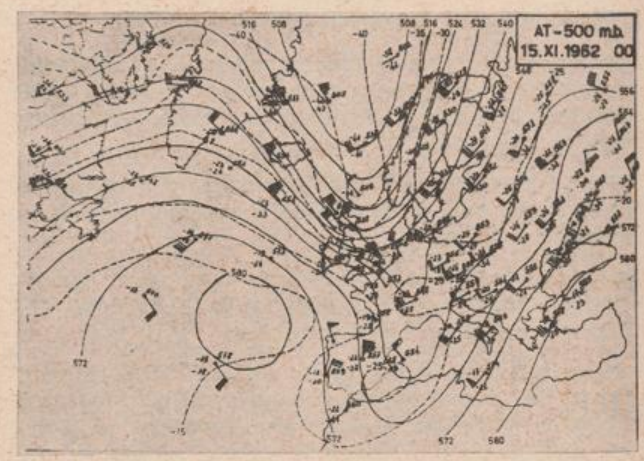


Fig. 7
500-mb-contour chart, 15 Nov. 1962, 00z

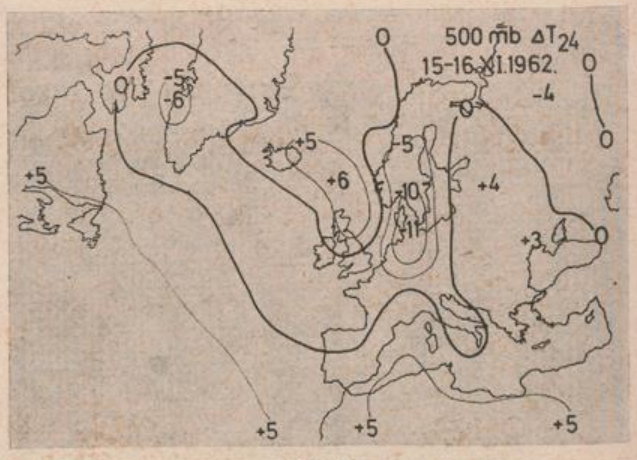


Fig. 8
The 24-hours temperature changes in the 500-mb-level, 15—16 November 1962, 00z

In the rear of this trough there is a very strong jet stream with direction close to northwest. The trough extends meridionally from 35° N to 70° N. The temperature differences of the air masses coming from the Atlantic and those over the Mediterranean Sea range from 20 to 25 degrees.

The 24-hours temperature changes in the 500-mb-level are remarkable as shown in Fig. 8.

4. Synoptic conditions for the occurence of disastrous rains in different parts of the world

For the investigation of the synoptic conditions, first of all, some examples of Yugoslavia are taken during the period of heavy rains. The main statistical data of such cases are given in Table 1.

Table 1

Number	Station	Date	Rainfall
1	Crkvenice	2. III. 1954	350
2	Crkvice	12.—14. XII. 1954	464
3	Lig	22. VI. 1958	308
4	Livek	21.—22. VI. 1958	358
5	Krn	21.—22. IX. 1954	296
6	Revenovše	14. XII. 1958	250
7	Lepenja	18. X. 1955	241
8	Soča	17.—18. X. 1955	227
9	Negotin	9. X. 1955	210
10	Gorski Kotor	14. XII. 1958	171
11	Asamati	17. VIII. 1955	151

A selected list of exceptionally intense rainfalls and disastrous weather phenomena affecting in the past Europe and America, is given in Table 2.

In this study special attention was paid to the pressure pattern of the synoptic surface charts of the day before the outbreak of the mentioned heavy rains in connection with the culminating hazardous weather situation.

For a better understanding of the synoptic conditions, common to such rare events in different parts of the world, first of all the relative positions of the main baric systems were studied.

For that purpose, the stations listed in Table 1 and Table 2 were placed in the origin of a system of geographical coordinates, giving in this way a good illustration of the spatial relation between the places

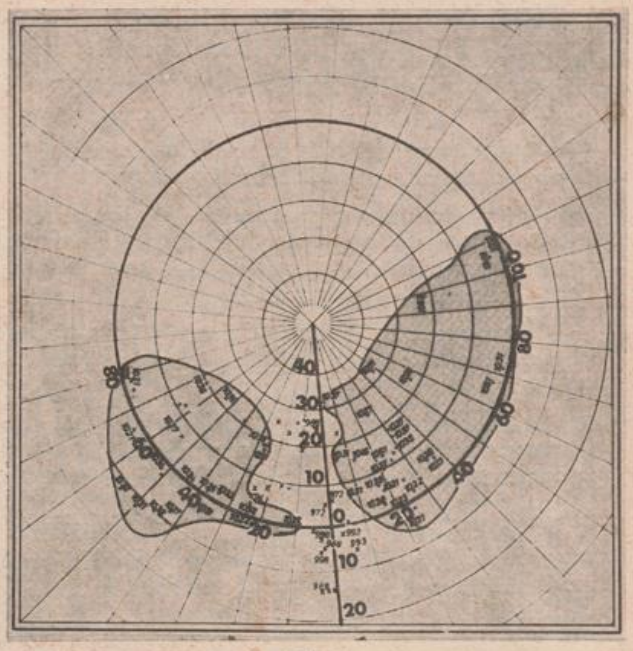


Fig. 9
Distribution of the main baric centres in relation to the places of disaster coinciding with the origin of coordinates

concerned and the baric centres of the accompanying pressure pattern (Fig. 9).

Very often the centres of anticyclones are concentrated in two regions, at the west and at the east side of troughs.

Table 2

Number	Station-area	Date	Significant phenomenon
1	St. Augustine	9. IX. 1964	Hurricane Dora, severest in St. Augustine, 580 mm rainfall
2	Florida	21. I. 1957	Especially heavy rainfall 533 mm.
3	New Mexico	21.—23. VIII. 1966	Heavy rain in southeastern New Mexico and southwestern Texas, 430 mm rainfall.
4	Florida	31. X. 1965	Heavy rain over southern Florida, 355—508 mm rainfall
5	Cameron Lousiana	27. VI. 1957	Hurricane and huge storm tide hit Cameron, Lousiana, bayou areas flooded — 430 persons lost.
6	Florida	10. X. 1960	Hurricane Dona struck Florida Keys. Floridas most distructive storm — 155 kt wind.
7	Miami	18. IX. 1926	The Great Miami Hurricane, 372 dead.
8	Vermont	4. XI. 1927	Great Vermont Flood, 84 dead.
9	South od Dallas	6. V. 1930	Tornado swept Hill and Ellis counties just south of Dallas — 41 dead.
10	Florida Keys	2. IX. 1935	Labor Day Hurricane on Florida Keys — 400 drowned.
11	Mass.	21. IX. 1938	Great New England Hurricane — 600 lives lost.
12	Cape Hatteras	14. IX. 1944	Great Atlantic Hurricane swept Cape Hatteras — 300 lost mainly at sea.
13	England and Holand	1. II. 1953	Great Flood.
14	Texas City	11. V. 1953	Vaco tornado disaster killed 114 at Texas City.
15	SW Mass.	11. IX. 1954	Hurricane Edna crossed SW Mass. — 23 killed.
16	Udall	25. V. 1955	Tornado destroyed Udall, Kansas, 80 dead.

The western anticyclones occasion and support the transport far to the south of cold and wet air masses from northern latitudes, but eastern ones act as blocking systems.

From this statistics it is possible to determine wave amplitude and wave length for severe meteorological phenomena as well as temperature and baric characteristics.

5. Conclusions

From the macro-synoptic aspect the following conditions seems to be necessary for the occurrence of intense rainfalls:

a) The heavy rainfalls are in connection with the passage of depressions and their fronts (2), (3).

b) In the upper levels a dominating thermobaric trough is present, causing instability. Precipitation of exceptional intensity is observed in the front part of the thermobaric troughs (7).

c) In the rear of the thermobaric troughs we find a very strong widespread cold advection, and also a jet stream (3), (5), (6).

d) The maximum temperature differences between the northwestern and southeastern areas of these hemispheric waves are very large and they range from 30 to 50 degrees at the surface (mean 40° C) and 20 to 40° in the upper levels (mean 30° C).

e) The maximum pressure differences between the main baric centres range from 35 to 80 mb (mean 45 mb).

f) The distribution of the main baric centres in relation to the localities of heavy rain is shown in fig. 9.

References

(1) RUTTER, N.; TAYLOR, J. A.: The intense rainfall in West Wales on 24 June 1967. Weather 23 (1968) p. 94—100.

(2) PEDGLEY, D. E.: Why so much rain? Weather 22 (1967) p. 478—482.

(3) PARKER, A. E.: Dry and wet weeks and their relationship with the 500-millibar flow. Weather 24 (1969) p. 146—151.

(4) REYNOLDS, G.: Heavy rains in the west of Scotland 16—17 December 1966. Weather 22 (1967) p. 224—228. ž

(5) BENWELL, G. R. R.: The jet stream at 500 mb as a predictor of heavy rain. Meteor. Mag. 96 (1967) p. 4—10.

(6) SKAGGS, R. H.: On the assocation between tornadoes and 500-mb indicators of jet streams. Monthly Weather Rev. 95 (1967) p. 204—207.

(7) CARLSON, T. H.; LUDLAM, F. H.: Conditions for the occurrence of severe local storms. Tellus 20 (1968) p. 203—226.

(8) THE WEATHER PAST. Weatherwise 18 (1965) No. 6; 19 (1966) No. 1, 2, 3, 4, 5.

K. CEHAK

DK 551.577.36 : 537.501.45

Über Niederschlagsperioden und trockene Perioden im Ostalpenraum

Zusammenfassung

Gegenstand der Untersuchung ist die Erhaltungsneigung des Niederschlages, dargestellt durch die Folgen von Tagen mit Niederschlag $\geqq$0,1 mm, bzw. Tagen ohne Niederschlag. Zuerst wird die geographische Verteilung im Alpenraum der größten Dauer dieser Folgen und der Wahrscheinlichkeit eines Wechsels von einem Tag mit Niederschlag zu einem Tag ohne Niederschlag und umgekehrt dargestellt. Dann wird die bedingte Wahrscheinlichkeit für einen Tag mit Niederschlag nach n solchen Tagen, bzw. für einen Tag ohne Niederschlag nach n solchen Tagen gegeben, und es wird gezeigt, daß diese Verteilungen Maxima bei einem bestimmten n aufweisen, wobei dieses n von Station zu Station verschieden ist. Dies steht im Widerspruch zu einem einfachen MARKOW-Ketten-Modell für die Zeitabhängigkeit der untersuchten Ereignisfolgen.

Abstract

The persistency of precipitation as presented by runs of days with precipitation of $\geqq$0.1 mm and runs of days without precipitation are subject of this paper. At first the geographical distributions of the largest number of these runs and of the probability of changes from a day with precipitation to one without precipitation and vice-versa are presented for the region of the Alps. Then, the conditional distributions of days with and without precipitation after n such days are given and it is shown that these distributions have maxima at a certain number n which differs from station to station. This is a contradiction to a simple MARKOW-chain model for the time dependence of the investigated sequence of events.

In den letzten Jahren haben die zeitlichen Abläufe der einzelnen meteorologischen Elemente in der Klimatologie immer mehr Beachtung gefunden. So gehören die Meßgrößen der Persistenz, über die in den Tagungen der Alpinen Meteorologie vor allem von LEVERT (1) gesprochen wurde, neben dem spektralen Aufbau der klimatologischen Zeitreihen zu den wichtigen Angaben, die nun dem Praktiker in der klimatologischen Anwendung oder dem Synoptiker neben den herkömmlichen einfacheren statistischen Parametern zur Verfügung gestellt werden können.

Für die Anwendung der Klimatologie wie auch für die Forschung ist die Aufstellung mathematischer Modelle wesentlich, die es gestatten, die Variation des betreffenden Elementes in Raum und Zeit darzustellen. Dafür sind die Hilfsmittel der mathematischen Statistik heranzuziehen, wie GODSKE (2) und THOM (3) in ihren grundlegenden Arbeiten über Modelle in der Klimatologie ausführten und wie Beispiele im Rahmen der Tagungen der Alpinen Meteorologie vor allem von SNEYERS (4) gegeben wurden. Wenngleich die vorhandenen Modelle noch weit von den umfassenden Modellen, zur Erfassung des Wesens des Klimas als Funktion der Raum- und Zeitkoordinaten, wie sie GODSKE vorschwebten, entfernt sind, geben selbst diese einfacheren Modelle meist schon gute Einblicke und Kennzahlen für die aus den Beobachtungen erfaßten Verhältnisse.

Die Persistenz der Niederschläge läßt sich anschaulich gut durch die Folge von Tagen mit Niederschlag oder von Tagen ohne Niederschlag darstellen. Dabei wird als Niederschlagstag ein solcher mit einem Niederschlag von $\geq$ 0,1 mm gewertet. Zur Untersuchung dieser Folgen mit bzw. ohne Niederschlag wurden 47 über Österreich verteilte Stationen ausgewählt und deren Beobachtungen während der zwanzig Jahre 1948 bis 1967 verarbeitet. In dieser ersten Untersuchung wurden jahreszeitliche Unterschiede noch nicht berücksichtigt, sondern es

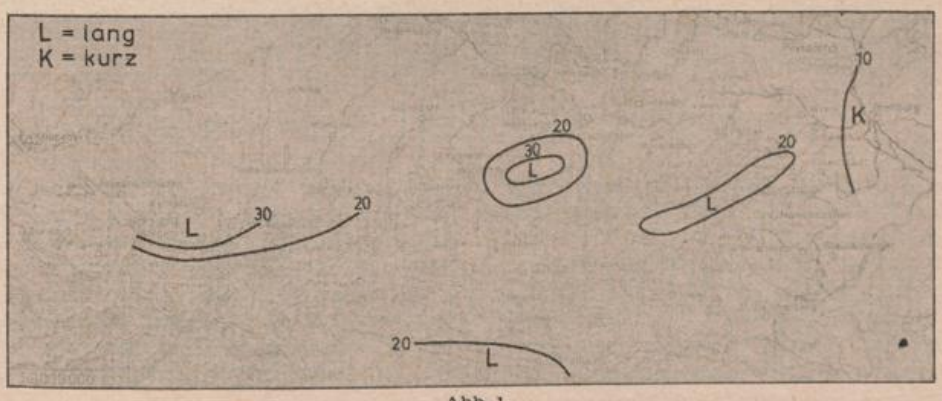


Abb. 1
Dauer der längsten Perioden mit Niederschlag $\geq$ 0,1 mm, in Tagen.

wird zunächst ein allgemeiner Überblick mit Jahreswerten gegeben.

Zunächst wurde ausgezählt, wie häufig Folgen von Tagen mit Niederschlag und Folgen von Tagen ohne Niederschlag sind. Es ist klar, daß diese Häufigkeitsverteilungen von der Definition eines Niederschlagstages abhängig sind. Bei Wahl einer höheren Menge des Mindestniederschlages als 0,1 mm würden Einzeltage mit geringfügigem Niederschlag Perioden „ohne Niederschlag" nicht unterbrechen. Die Häufigkeitsverteilungen würden zwar ihre grundsätzliche L-Form beibehalten, aber es würden die Häufigkeiten der kürzeren Perioden zu Gunsten der Häufigkeiten längerer Perioden geringer werden.

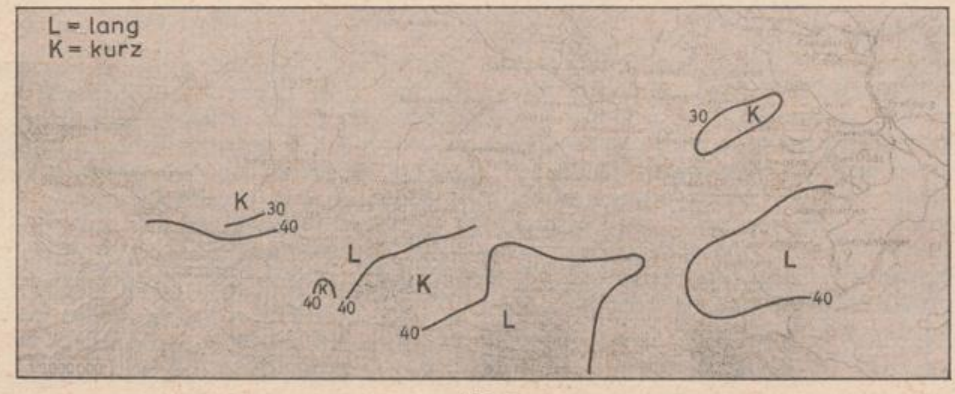


Abb. 2
Dauer der längsten Perioden ohne Niederschlag, in Tagen.

Schon diese Auszählung brachte das interessante Ergebnis, daß es in den betrachteten Jahren Niederschlagsperioden gab, die bis 36 Tage lang waren, und Perioden ohne Niederschlag von einer Länge von mehr als 45 Tagen. Wenngleich die Angabe eines Maximums Zufälligkeiten stark ausgesetzt ist, ist es doch ganz interessant, sich die räumliche Verteilung dieser extrem langen Perioden mit bzw. ohne Niederschlag anzusehen. Abb. 1 läßt in der Verteilung der Stationen mit den längsten Niederschlagsfolgen die Staugebiete am Bregenzer Wald, im Salzkammergut, sowie für die Adriazyklonen am Alpenostrand erkennen. In der Verteilung der Stationen mit den längsten Folgen von niederschlagsfreien Tagen (Abb. 2) tritt das Kärntner Gebiet und das Grazer Bekken mit besonders langen niederschlagsfreien Perioden hervor (über 40 Tage), während die Staugebiete am Bregenzer Wald, aber auch am Wiener Wald nur relativ kurze längste Schönwetterperioden aufweisen. Diese ganz langen Perioden kommen allerdings sehr selten vor, die Verteilungen der Folgen haben L-Form, d. h. sie beginnen mit einem ziemlich hohen Maximum und fallen rasch gegen Null ab. In den größten Teilen Österreichs ist die längste Niederschlagsperiode in der Größenordnung von 12 bis 15 Tagen, die längste niederschlagsfreie Periode jedoch zwischen 30 und 40 Tagen. Dabei gilt aber auch in dieser Beziehung, daß die längeren Perioden sehr selten sind.

In engem Zusammenhang mit den Folgen von Niederschlagstagen oder niederschlagsfreien Tagen steht die Frage nach den Änderungswahrscheinlichkeiten, damit also direkt nach der Persistenz. Abb. 3 zeigt die Verteilung der Größe dieser Änderungswahrscheinlichkeiten von einem niederschlagslosen Tag auf einen Niederschlagstag über Österreich. Längs des gesamten Ostalpenrandes und im Donaubecken östlich des Waldviertels ist die Änderungswahrscheinlichkeit zwischen 40 und 50%, ganz im Osten über 50%, im übrigen Teil des Bundesgebietes aber kleiner als 40%, das zeigt, daß eine Schönwetterlage eine größere Tendenz zu bestehen hat, während die durch Gewitter und Hagelfälle bedrohten steirischen und kärntner Gebiete keine so hohe Persistenz des niederschlagsfreien Wetters erkennen lassen. Noch einfacher ist die Karte mit der Änderungswahrscheinlichkeit von einem Niederschlagstag auf einen Tag ohne Niederschlag (Abb. 4). Hier zieht die Isolinie für 30% längs des Zentralalpenkammes und Ostalpenrandes bis Wien und zum Marchfeld. Die Gebiete östlich der Alpen haben nur eine sehr geringe Änderungswahrscheinlichkeit. Regnet es dort einmal, dann besteht auch eine starke Tendenz, daß das Wetter so bleibt. Dagegen haben die westlich und nördlich dieser Kammlinie gelegenen Gebiete eine höhere Tendenz zum Wechsel. Wenngleich diese Tatsachen in der Klimatologie allgemein bekannt sind, so stellt doch die Übergangswahrscheinlichkeit eine zahlenmäßige Darstellungsmöglichkeit dieses Sachverhaltes zur Verfügung.

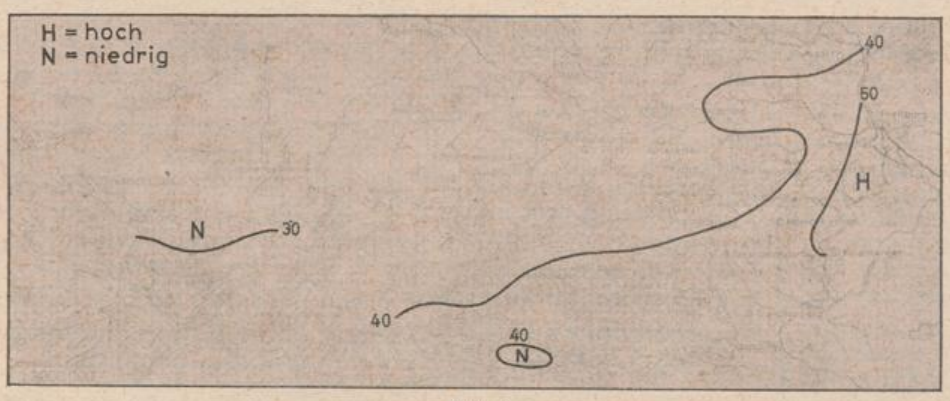


Abb. 3
Wahrscheinlichkeit (in Prozent), daß ein Niederschlagstag auf einen niederschlagslosen Tag folgt.

Bisher ging nur die Änderung von einem Tag auf den anderen in die Betrachtung ein. Man kann sich aber

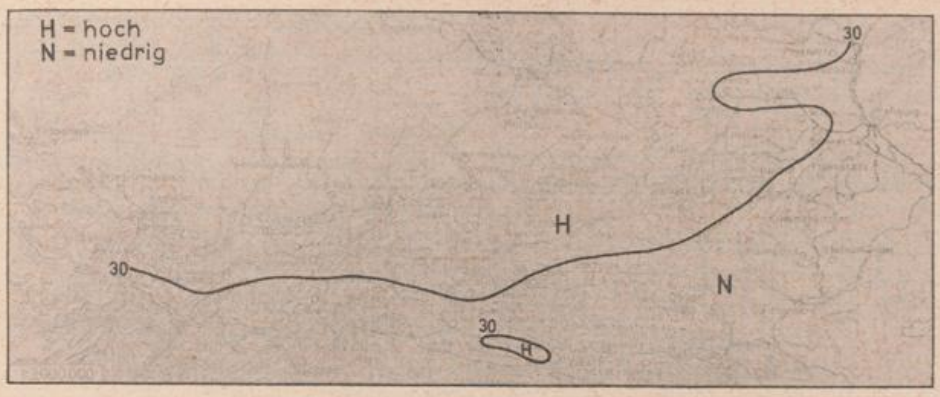


Abb. 4
Wahrscheinlichkeit (in Prozent), daß ein niederschlagsloser Tag auf einen Niederschlagstag folgt.

auch die Frage nach den bedingten Wahrscheinlichkeiten stellen, d. h. nach der Wahrscheinlichkeit eines Tages mit Niederschlag, wenn schon n Tage mit Niederschlag auftraten, bzw. nach der Wahrscheinlichkeit eines Tages ohne Niederschlag, wenn schon n solche Tage auftraten. Der Gang dieser bedingten Wahrscheinlichkeiten ist gleichartig über dem ganzen Bundesgebiet. Die Wahrscheinlichkeit eines Niederschlags nach einem ebensolchen liegt in der Größenordnung von 70%, sie steigt zunächst an, wenn man mehr Niederschlagstage als Bedingung annimmt. Nach einem Maximum, das zwischen 80 und 85% liegt nach einer Anzahl von n Niederschlagstagen, die aber von Station zu Station verschieden ist, beginnt wieder der Abfall der bedingten Wahrscheinlichkeit. Das Verhalten der Kurve der bedingten Wahrscheinlichkeiten von niederschlagsfreien Tagen nach n ebensolchen ist ähnlich, doch ist das Ausgangsniveau (für $n = 1$) geringer, es liegt bei einer Größenordnung von 60%. Das Maximum der bedingten Wahrscheinlichkeit wird oft schon früher erreicht als bei den bedingten Wahrscheinlichkeiten von Niederschlagstagen. Bei der Betrachtung der bedingten Wahrscheinlichkeiten sieht man das Wirken der Persistenz deutlich, denn die bedingten Wahrscheinlichkeiten nach einem gleichartigen Tag sind im allgemeinen 10 bis 15% höher als die Wahrscheinlichkeiten ohne Berücksichtigung des Vortages. Die bedingten Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten eines Tages mit dem gleichen Merkmal wie der Vortag sind natürlich die Ergänzungen des Wertes der Wahrscheinlichkeiten auf eins, daher kann man ihre Verteilung aus den Karten der Änderungswahrscheinlichkeiten (Abb. 3 und 4) durch Umbezifferung der Linien gleicher Wahrscheinlichkeit ableiten.

Das einfachste Modell für die Darstellung der Zeitabhängigkeit einer Klimavariablen ist das Modell des Markowschen Prozesses. Da ein Niederschlagstag ein diskretes Ereignis ist, hat man es mit einem diskreten Markowschen Prozeß oder einer Markowschen Kette zu tun. Für das Markowsche Modell gilt, daß die Wahrscheinlichkeit für die Folge von m gleichartigen Tagen bei 2 Möglichkeiten i und j (Niederschlag oder niederschlagslos) durch

$$U_m = p_i\,(j)\; p_i\,(i)^{m-1}$$

gegeben ist. Dabei ist p_i (i) die Wahrscheinlichkeit, daß auf den Tag mit dem Ereignis i wieder das Ereignis i folgt, und p_i (j) die Wahrscheinlichkeit, daß auf einen Tag mit dem Ereignis i ein Tag mit dem Ereignis j folgt. Da beide Wahrscheinlichkeiten bestimmt wurden, kann man die Wahrscheinlichkeiten von Folgen gleichartiger Tage nach dem Markowschen Modell errechnen. Abb. 5 zeigt den Verlauf dieser Wahrscheinlichkeitskurven für Niederschlagstage und niederschlagsfreie Tage. Die ausgezogenen Kurven sind die errechneten Kurven, die Kreuze bezeichnen die beobachteten Werte. Das Modell gibt ein rasches Abfallen der Wahrscheinlichkeitskurven für längere Perioden mit gleichartigen Tagen.

Qualitativ stimmt das Modell mit den Beobachtungen überein, betrachtet man aber die tatsächlichen Wahrscheinlichkeiten von Perioden gleichartiger Tage (Kreuze in Abb. 5), dann erkennt man große Abweichungen. Man muß daher an der Gültigkeit des einfachen Modells zweifeln.

Ein weiteres Argument gegen die Gültigkeit des einfachen Modells einer Markowschen Kette wird durch die oben angestellte Betrachtung der bedingten Wahrscheinlichkeiten geliefert. In einer Markowschen Kette müßten die bedingten Wahrscheinlichkeiten unabhängig davon sein, wieviele Vortage man in der Bedingung mitnimmt, denn die Information wird nur von einem Tag auf den anderen übergeführt. Dazu steht aber die Beobachtung im Widerspruch, daß die bedingten Wahrscheinlichkeiten ein Maximum bei einer bestimmten Zahl von gleichartigen Vortagen haben. Es erscheint daher angemessen, daß man in unserem Klimagebiet ein etwas komplizierteres Modell, das noch wenigstens den zweiten Vortag berücksichtigt, anwendet, etwa einen diskreten autoregressiven Prozeß zweiter Ordnung. Dies soll als weiterer Untersuchungspunkt in Kürze durchgeführt werden.

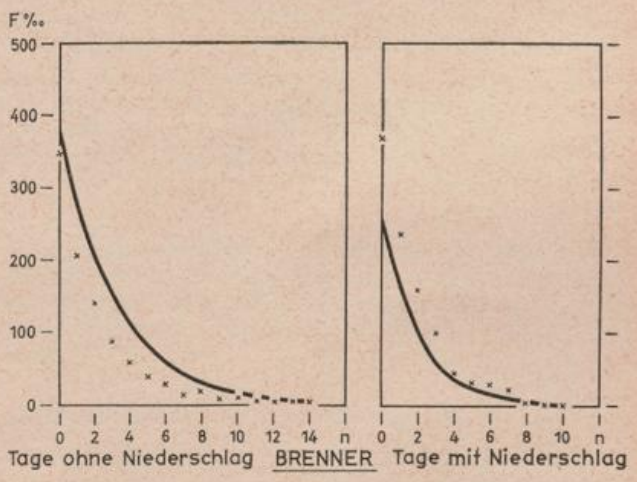


Abb. 5
Wahrscheinlichkeiten von Folgen der Länge n von Tagen mit Niederschlag bzw. Tagen ohne Niederschlag nach dem Modell einer Markowschen Kette (ausgezogene Kurven) und nach der Beobachtung (Kreuz).

Literatur

(1) LEVERT, C.: Das Phänomen der Persistenz und dessen Auswirkungen bei statistischen Bearbeitungen. Météorologie 4 (1957) S. 165—176.

(2) GODSKE, C. L.: A Statistical Approach to Climatology. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. B, 14 (1966) S. 269—279.

(3) THOM, H. C. S.: The Analytical Foundations of Climatology. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. B, 18 (1970) S. 205—220.

(4) SNEYERS, R.: La statistique de 1' enneigement du sol en Belgique. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. B, 13 (1964) S. 503—520.

Diskussionsbemerkungen

R. SNEYERS: Wurden negative Binomialverteilungen berechnet? Wie war das Resultat?

K. CEHAK: Versuche mit der negativen Binomialverteilung gaben noch schlechtere Resultate als mit den MARKOW-Ketten wurden daher nicht weiter verfolgt.

TH. GINSBURG

DK 551.577.37 : 551.501.45

Extremwert-Statistik und kalkuliertes Risiko

Auswertung der Niederschlagsextrema für 81 Regenstationen in der Schweiz

Zusammenfassung

Die von E. J. GUMBEL entwickelte Extxremwert-Statistik wird in ihren wesentlichen Punkten zusammengefaßt und ihre Anwendungsmöglichkeiten in der meteorologischen Praxis angedeutet. Neben der Verteilung der jährlichen Niederschlagsextrema kann auch der jahreszeitliche Verlauf der Extremwerte bestimmt werden, welcher eng verbunden ist mit demjenigen der klimatologischen Mittelwerte. So zeigt sich, daß bei den meisten Stationen des schweizerischen Mittellands alle 50 Jahre damit gerechnet werden muß, daß 50—60% des Monatsmittels an einem Tage dieses Monats oder 6—12% des Jahresmittels an einem beliebigen Tag als Starkregen fallen, während alle 200 Jahre ein Tagesniederschlag von 60—70% der entsprechenden mittleren Monatssumme zu erwarten ist.

Die Parameter der Niederschlagsextrema von 81 Regenstationen in der Schweiz sind in Tabellenform dargestellt. Basierend auf der Theorie der POISSON-Statistik für seltene Ereignisse wird ein Nomogramm ausgearbeitet, welches erlaubt, diese Parameter als Grundlage für quantitative Risiko-Berechnungen zu benutzen. Damit wird die Möglichkeit geschaffen, meteorologische Extremwert-Daten in Kosten-Nutzen-Berechnungen für technische Prozesse und andere Anwendungen miteinzubeziehen.

Abstract

The essential features of the statistics of extremes, developed by E. J. GUMBEL, are summarized and its applicability in meteorology is indicated. The distribution of annual precipitation extremes and also their annual variation can be determined, the latter being closely related with that of climatological mean values. For most of the stations of central Switzerland — north to the Alps — it can be shown e.g., that as one day amount of heavy rain once every 50 years, either 50—60% of the monthly mean occuring during the month considered, or 6—12% of the annual mean occuring on an arbitrary day, might be expected. For the same stations it can be shown furthermore, that as one day amount of precipitation once every 20 years, 60—70% of the mean monthly total is to be expected during the month considered.

The parameters of precipitation extremes of 81 swiss rain gage stations are tabulated. On the basis of the statistical theory of rare events by POISSON and by using these parameters a nomogram for quantitative risk calculations was preposed. This enables to inplicate meteorological extreme value statistics in cost-benefit computations with respect to technical processes and other applications.

1. Einleitung

Für viele technische und wirtschaftliche Anwendungsgebiete sind die Extremwerte von meteorologischen Größen bedeutend wichtiger als Mittelwerte und Streuungen. Anstoß zu Untersuchungen über das Risiko des Eintreffens extremaler Bedingungen gaben schon früh Probleme im Zusammenhang mit Überschwemmungen; in der Folge fand die Theorie — gekoppelt mit den Methoden des kalkulierten Risikos — auch Eingang in viele andere technische Bereiche. Als Beispiel sei hier lediglich eine kleine Auswahl aufgeführt:

- starke Erdbeben (für Gebäudestrukturen)
- extreme Windspitzen (für Brücken und Kamine)
- extreme Niederschläge (für Kanalisation)

Die Theorie und Praxis der Extremwertstatistik sei im folgenden an Hand des zuletzt erwähnten Anwendungsgebietes erläutert. Die Methoden des kalkulierten Risikos können dabei die Unterlagen liefern für die Bestimmung des Kosten-Nutzen-Verhältnisses, welches für jedes technische Projekt eine maßgebliche Größe darstellt.

2. Grundlagen der Extremwert-Statistik

Die Theorie der Extremwert-Statistik wurde erstmals in den Dreißigerjahren von E. J. GUMBEL entwickelt; seine im Jahre 1958 veröffentlichte Monographie (1) darf als Standardwerk auf diesem Gebiet angesehen werden. In der vorliegenden Arbeit sollen nur die wichtigsten Resultate der Extremwert-Statistik zusammengestellt werden, welche für die praktische Anwendung benötigt werden. Für alle Beweise und Definitionen wird auf die Arbeiten von GUMBEL verwiesen.

Das Ausgangsmaterial der Untersuchungen bilden N Stichproben, welche alle aus je n Elementen bestehen. Die Variablen x_{ij} *(i[1:N], j[1:n])* entstammen alle einer Grundgesamtheit, welche durch eine Verteilungsfunktion $g(x)$ charakterisiert ist. Über diese Verteilungsfunktion werden von der Theorie einige Voraussetzungen gemacht; doch gelten die im folgenden dargestellten Resultate für die meisten der in der Praxis auftretenden Verteilungen wie Normalverteilung, Log-Normalverteilung etc.

Jede der N Stichproben besitzt ein Maximum, welches mit x_i *(i[1:N])* bezeichnet wird. Ist N und n genügend groß, so ergibt sich aus der Extremwert-Theorie, daß die Summenhäufigkeitsfunktion der Extremwerte x_1, x_2, ... x_N asymptotisch einem doppelt-exponentiellen Verlauf zustreben:

$$q(X \leqq x) = F(x) = \exp(-\exp\left(-\frac{x-\hat{x}}{c}\right)) \qquad [1]$$

Dabei bedeuten c und x zwei Parameter der Summenhäufigkeitsfunktion. Die Verteilungsfunktion $f(x)$ ergibt sich durch Differentiation:

$$f(x) = \frac{dF(x)}{dx} = F'(x) = \frac{1}{c}\exp\left(-\frac{x-\hat{x}}{c}\right) \cdot F(x) \qquad [2]$$

Eine nochmalige Differentiation nach x ergibt, daß $\hat{x}$ den Modalwert der Funktion $f(x)$ darstellt, d. h. den Wert, für welchen die Dichte ein Maximum erreicht. Normieren wir die Funktionen $F(x)$ und $f(x)$ durch Einführung der normierten Variablen

$$y = \frac{x-\hat{x}}{c} = -\log(-\log F(x)) \qquad [3]$$

so lassen sich die Dichte- und Summenhäufigkeitsfunktionen der Extremwertverteilung

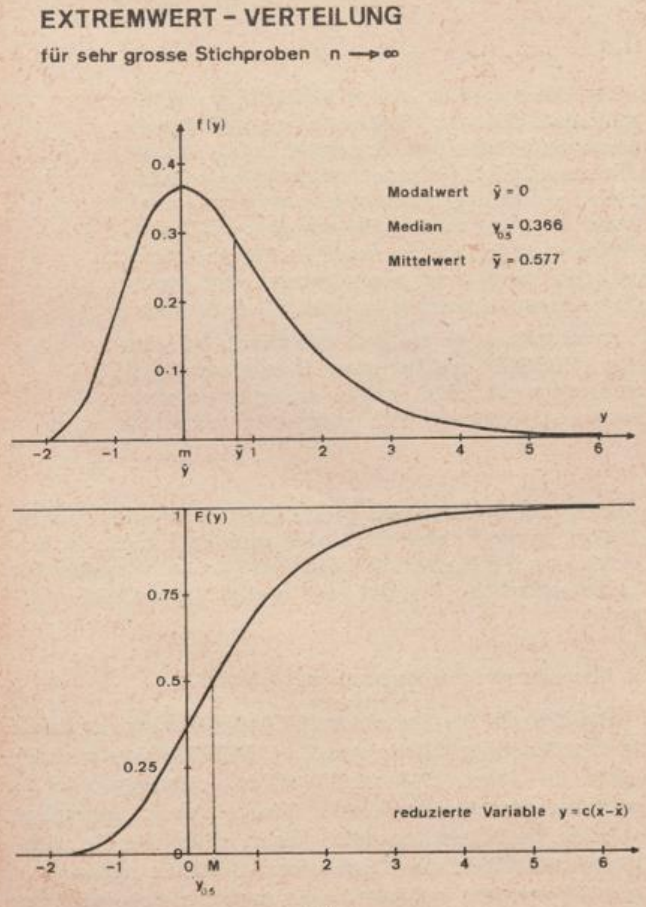


Abb. 1
Dichte- und Summenhäufigkeitsfunktionen der Extremwert-Verteilung.

$$\Phi(y) = \exp(-\exp(-y)) \qquad [1']$$

$$\varphi(y) = \exp(-y) \cdot \Phi(y) \qquad [2']$$

graphisch eindeutig darstellen (Abb. 1). Die Kurven weisen einen ähnlichen Verlauf auf wie die entsprechenden Kurven der Normalverteilung; im Gegensatz zu dieser besitzt jedoch die Extremwertverteilung eine negative Schiefe, was darauf hindeutet, daß extrem große Maximalwerte häufiger auftreten als extrem kleine.

Dies wird deutlich gemacht in der schematischen Darstellung in Abb. 2, wo der Zusammenhang zwischen der ursprünglichen Verteilung $g(x)$ der Grundgesamtheit (hier als Normalverteilung angenommen) und der Extremwertverteilung wiedergegeben ist. Dieser Zusam-

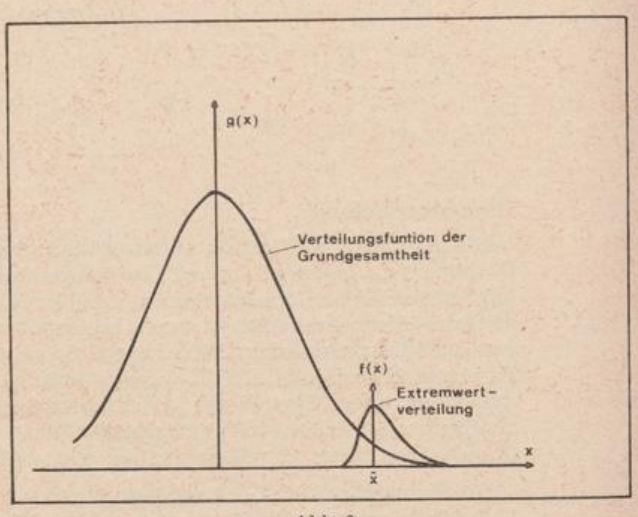


Abb. 2
Schematische Darstellung des Zusammenhanges zwischen der ursprünglichen Verteilung $g(x)$ der Grundgesamtheit und der Extremwertverteilung $f(x)$.

menhang läßt sich für einige theoretische Verteilungen in Abhängigkeit von der Stichprobengröße n analytisch herleiten, doch hat sich dieser Weg für die praktischen Anwendungen nicht bewährt. Um die Koeffizienten c und $\hat{x}$ zu bestimmen, welche die Extremwertverteilung charakterisieren, wählt man eine graphische Methode, indem man ein Wahrscheinlichkeitspapier zu Hilfe zieht, bei welchem die durch [1] definierten Summenhäufigkeitsfunktionen $F(x)$ durch Geraden dargestellt werden. Dieses graphische Verfahren wird auch häufig bei der Ermittlung der Parameter der Normalverteilung (Mittelwert und Standardabweichung) herangezogen und sei im folgenden an Hand der Abb. 3 für die Extremwertverteilung beschrieben.

Die N Extremwerte $X_1, X_2, \ldots X_N$ werden ihrer Größe nach geordnet, wobei mit X_1 der kleinste, mit X_N der größte Wert bezeichnet wird. Ein Schätzwert für die Wahrscheinlichkeit, daß ein Wert $X \leqq X_i$ auftritt, wird gemäß der Formel

$$q(X \leq X_i) = \frac{i}{N+1} = F(X_i) \qquad i = 1, 2, \ldots N \qquad [4]$$

berechnet. Für jeden Extremwert X_i ergibt sich somit im Wahrscheinlichkeitspapier (Abb. 3) ein Punkt; die Gesamtheit aller Punkte sollte der Theorie entsprechend auf einer Geraden liegen. Mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate läßt sich diejenige Gerade bestimmen, deren Summe der quadratischen Abweichungen von den so bestimmten Punkten ein Minimum darstellt. Dabei ließe sich auch die Möglichkeit verwirklichen, die verschiedenen Abweichungen mit verschiedenen Gewichten zu versehen, was jedoch im vorliegenden Falle nicht in Betracht gezogen wurde.

Analytisch läßt sich diese Gerade folgendermaßen darstellen:

$$x = \overline{x} + c(y - \overline{y}_N) = \hat{x} + c\,y \qquad [5]$$

wobei $\bar{x}$ einen mittleren Extremalwert darstellt, der etwa in jeder zweiten Stichprobe überschritten wird, während c als Steigungsmaß einen Hinweis liefert auf die Variabilität der Extremwerte. y repräsentiert die durch [3] definierte reduzierte Variable, wobei $\bar{y}_N$ ihren Mittelwert darstellt, welcher lediglich von N abhängt und Werte zwischen 0.50 ($N=12$) und 0.577 ($N\to\infty$) annehmen kann.

Die durch [1] definierte Funktion $q(X \leqq x) = F(x)$ bestimmt die Wahrscheinlichkeit, daß bei einer beliebigen Stichprobe der Extremwert kleiner ist als x; umgekehrt gibt die Funktion

$$p(x) = 1 - F(x) \qquad [6]$$

die Wahrscheinlichkeit an, daß der Extremwert größer als x ist.

Bei zeitlich untereinander auftretenden Stichproben, wie sie bei klimatologischen Untersuchungen immer wieder auftreten (wenn jede Stichprobe beispielsweise die während eines Jahres gemessenen Werte eines meteorologischen Elements umfaßt), läßt sich eine sog. Rückkehrperiode (return period) $T(x)$ angeben, welche als reziproker Wert der Wahrscheinlichkeit $p(x)$ definiert ist:

$$T(x) = \frac{1}{p(x)} = \frac{1}{1-F(x)} \qquad [7]$$

Anders ausgedrückt bedeutet dies, daß die Rückkehrperiode $T(x)$ die Periodenlänge darstellt, für welche der Erfahrungswert des Auftretens eines $x = a_T$ übersteigenden Extremwertes gerade gleich 1 wird:

$$E_T(X>x) = E_T(X>a_T) = E[T(x) \cdot p(x)] = 1 \qquad [8]$$

Für eine sehr lange Zeitserie ($N \to \infty$) bedeutet die Rückkehrperiode $T(x)$ somit die mittlere Zeitspanne zwischen dem Auftreten von Extremwerten, welche größer als x sind.

Die durch [5] bestimmte Gerade kann anstatt durch die Parameter $\hat{x}$ und c auch durch zwei Punkte charakterisiert werden. Hierzu eignet sich speziell die Angabe der zu zwei Rückkehrperioden T_1 und T_2 gehörigen Extremwerte a_{T1} und a_{T2}. Für die praktische Anwendung erweisen sich die Werte von a_{50} und a_{200} als vorteilhaft, wie sich aus dem folgenden ergibt. Die Interpretation dieser Werte ist in Kap. 6 ausführlich diskutiert.

Alle hier aufgeführten Resultate gelten für Maxima, doch ist die Übertragung auf Minima so trivial, daß dies dem Leser überlassen bleibt.

3. Beispiel: Die Niederschlagsextreme von Zürich 1901–1964

Als Anwendung der im vorigen Kapitel aufgeführten Theorie soll die Extremwert-Verteilung der täglichen Niederschläge von Zürich bestimmt werden, welche in der Periode 1901–1964 registriert wurden. Die einzelnen Stichproben sind die während jeden Jahres gemessenen täglichen Niederschlagswerte (n = 365 resp. 366); insgesamt werden N = 64 Stichproben mit 64 Extremwerten $X_1, X_2, \ldots X_{64}$ untersucht.

In Abb. 3 sind die gemäß [4] ermittelten Punkte (X_i, $F(X_i)$) auf Extremwert-Wahrscheinlichkeitspapier eingetragen; die mittels der Methode der kleinsten Quadrate ermittelte Gerade wird analytisch dargestellt durch die Beziehung

$$x = 44.11 + 9.31\,(y - 0.553) = 38.96 + 9.31\,y \qquad [5']$$

wobei die weiter oben definierten Parameter folgende Werte annehmen:

$$\bar{x}=44.11 \text{ mm};\quad \hat{x}=38.96 \text{ mm};\quad c=9.31 \text{ mm};\quad \bar{y}=0.553 \qquad [9]$$

Im Extremwert-Wahrscheinlichkeitspapier sind als Abszisse die reduzierte Variable y in linearem Maßstab und daneben die Summenhäufigkeitsfunktion $F(x)$ wie auch die Rückkehrperiode $T(x)$ aufgetragen; der Zusammenhang zwischen diesen drei Funktionen ist durch die Gleichungen [3], [4] und [7] gegeben.

Die zu den Rückkehrperioden T = 50 (Jahre) und T = 200 (Jahre) gehörigen Extremwerte lassen sich entweder graphisch aus dem Wahrscheinlichkeitspapier (Abb. 3) oder analytisch aus [3] und [5'] bestimmen. Zunächst folgt aus [3]

$$F(a_{50}) = 0.98 \qquad y_1 = 3.902$$
$$F(a_{200}) = 0.995 \qquad y_2 = 5.296 \qquad [10]$$

und mit Hilfe von [5'] lassen sich die Werte

$$a_{50} = 75.3 \text{ mm} \qquad a_{200} = 88.3 \text{ mm} \qquad [11]$$

berechnen. Im Mittel haben wir also in Zürich alle 50 Jahre mit einem extremen Regenfall von 75.3 mm, alle 200 Jahre mit einem solchen von 88.3 mm und darüber zu rechnen. Der im Jahre 1931 gemessene Niederschlag von 90 mm war recht außergewöhnlich und sollte gemäß der Extremwert-Statistik lediglich alle 250 Jahre auftreten, wie sich aus dem Wahrscheinlichkeitspapier leicht ablesen läßt.

4. Jahresgang der Extremwerte

Wählt man als Stichprobe für eine bestimmte Station jeweils die täglichen Niederschlagswerte eines bestimmten Monats, so kann man für jeden Monat die Extremverteilung und damit auch den Jahresgang von a_{50}, a_{100}, a_{200} ermitteln.

Abb. 4 zeigt eine derartige Auswertung für die sechs Stationen La Chaux-de-Fonds, Neuchâtel, Marsens, Bern, Basel und Zürich. Neben dem Jahresgang der

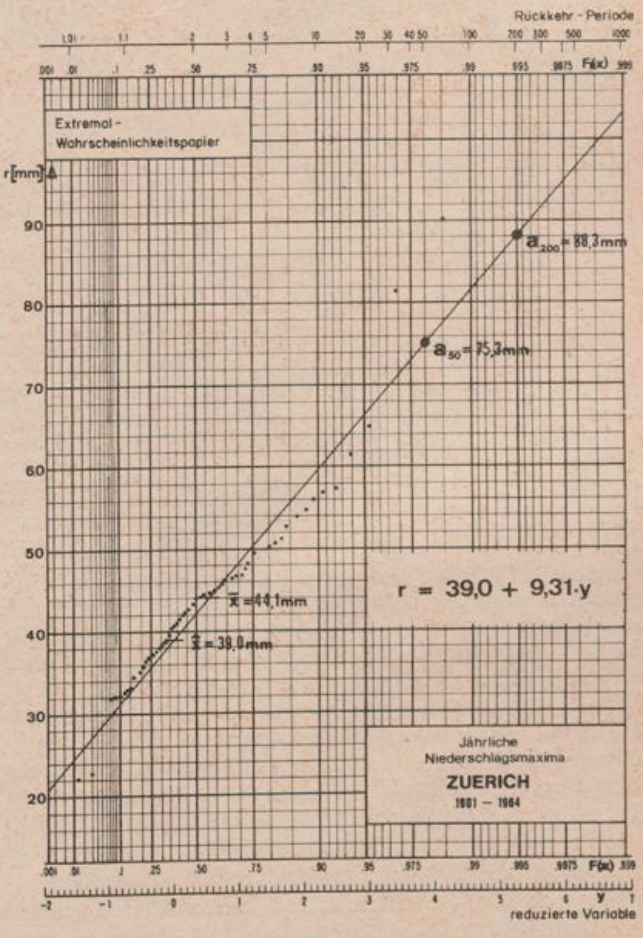


Abb. 3

Verteilung der extremen Niederschlagswerte von Zürich für die Jahre 1901—1964. Bei dem „Extremwert-Wahrscheinlichkeitspapier" wird jede theoretische Extremwert-Verteilung durch eine Gerade dargestellt. Die für Zürich charakteristische Ausgleichsgerade wurde mittels der Methode der kleinsten Quadrate ermittelt.

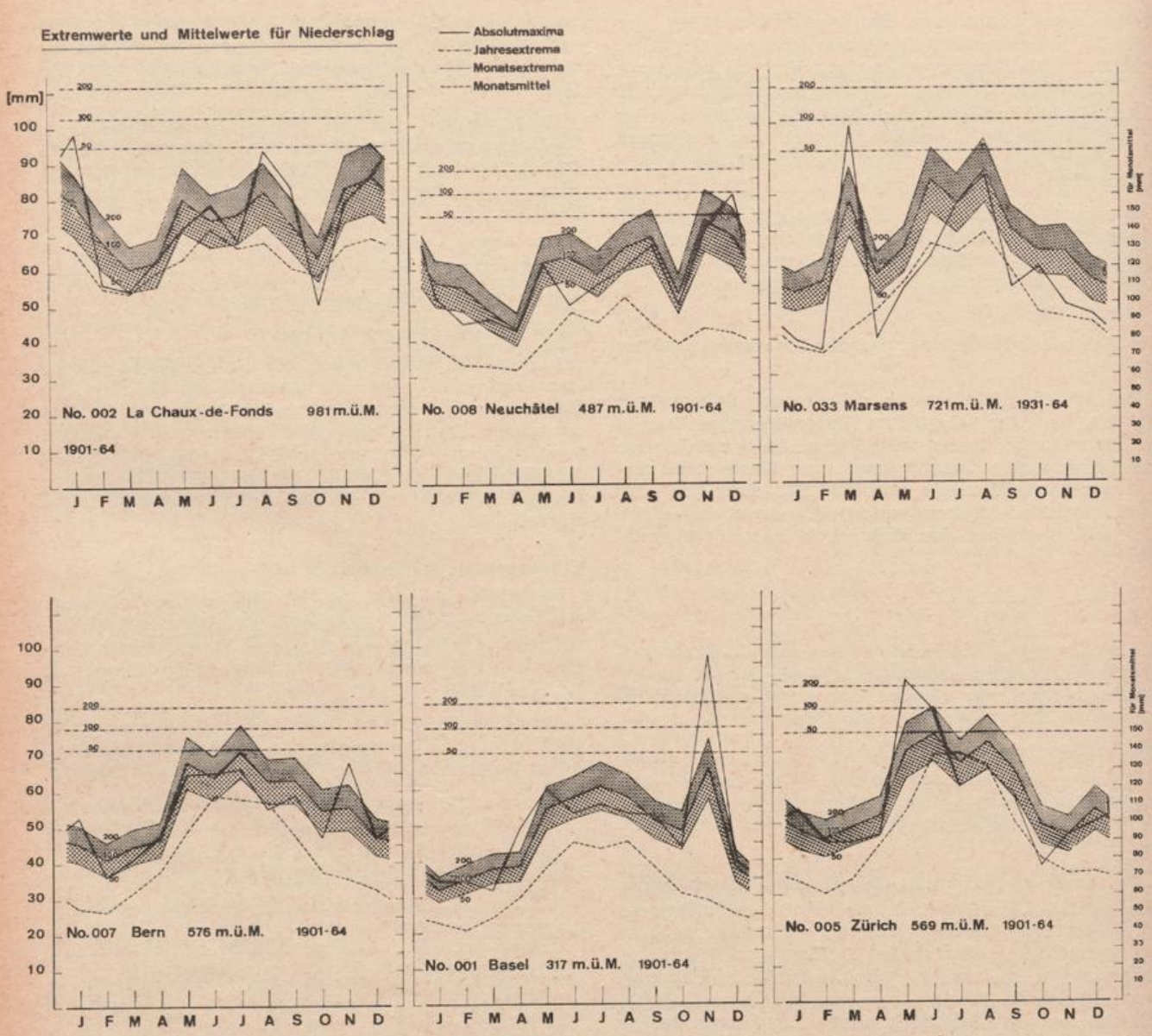


Abb. 4

Jahreszeitlicher Verlauf der Extremwerte der sechs Regenstationen La Chaux-de-Fonds, Neuchâtel, Marsens, Bern, Basel und Zürich. Ausgezogen sind die effektiv gemessenen Monatsmaxima eingetragen. Vergleichsweise sind auch die Monatsmittelwerte (gestrichelt) im halben Maßstab (rechte Ordinate) aufgezeichnet, wie auch die für die jährlichen Extremwerte charakteristischen Größen a_{50}, a_{100} und a_{200} (horizontale, strichpunktierte Geraden).

(Die Statistik von Basel ist verfälscht durch einen Extremwert von 97 mm, der auf einen falsch gespeicherten Wert auf dem Magnetband zurückzuführen ist, der bei der Kontrolle nicht eliminiert wurde).

oben aufgeführten Werte sind dabei auch in einer ausgezogenen Linie die in der ausgewerteten Periode effektiv gemessenen Maximalwerte eingetragen. Man erkennt dabei klar die Sprunghaftigkeit dieser Größen, welche aber durch die Extremwert-Statistik (gerastertes Band zwischen a_{50} und a_{200}) stark geglättet werden. Da es sich bei der ausgewerteten Meßperiode um 64 Jahre handelt, wäre anzunehmen, daß ein großer Teil der gemessenen Extremwerte innerhalb des gerasterten Bandes oder in der näheren Umgebung liegen; dies ist auch der Fall, wie aus Abb. 4 hervorgeht. Immerhin gibt es einige krasse Abweichungen, wie beispielsweise der starke Niederschlag vom 20. Mai 1931 in Zürich, dessen 90 mm gemäß der Statistik nur etwa alle 250 Jahre zu erwarten sind. Dies läßt sich jedoch leicht erklären: in einer der vier 64-Jahres-Perioden, in welche 250 Jahre aufgeteilt werden können, wird der hohe Wert $a_{250} = 90$ mm erwartungsgemäß einmal auftreten, und in diesem speziellen Falle ist es eben die ausgewertete Meßperiode 1901—64, in welcher dieser extreme Niederschlag aufgetreten ist.

Hingegen ist der Starkregen von 97 mm von Basel, welcher eine Rückkehrperiode von rund 1000 Jahren aufweisen würde (Abb. 4), das Resultat eines nicht entdeckten Fehlers in den auf Magnetband gespeicherten Regendaten; bei der Computer-Auswertung wurde für den am 11. November 1949 gefallenen Niederschlag der Wert von 97 mm verarbeitet anstelle des tatsächlich gemessenen Wertes von 9.7 mm. Die Lehre, die sich aus diesem folgenschweren und die Statistik wesentlich verfälschenden Fehler ziehen läßt, lautet dahin, daß bei Extremwert-Untersuchungen zumindest die fünf größten Werte unter Beiziehung der Original-Meßprotokolle mit größter Aufmerksamkeit geprüft werden sollten.

Vergleichsweise sind in Abb. 4 noch die Jahresgänge der Niederschlags-Monatsmittel $\bar{r}_m$ eingezeichnet. Die Korrelation zwischen diesen Werten und den geglätteten

Extremwerten a_{50} und a_{200} ist bemerkenswert gut; approximativ kann man folgenden Zusammenhang feststellen (wenigstens für die untersuchten Stationen):

$$a_{50} \approx (0.55 \pm 0.10) \cdot \overline{r}_m \qquad a_{200} \approx (0.65 \pm 0.10) \cdot \overline{r}_m \qquad [12]$$

In Worten ausgedrückt bedeutet dies, daß man alle fünfzig Jahre damit rechnen muß, daß 50–60% des Monatsmittels an einem Tage dieses Monats als Starkregen fallen, während alle 200 Jahre ein Tagesniederschlag von 60–70% der mittleren Monatssumme zu erwarten ist.

Als weitere Information sind in Abb. 4 noch für alle sechs Stationen die statistischen Auswertungen der jährlichen Extremwerte als horizontale Linien eingetragen, wobei die Werte von a_{50}, a_{100} und a_{200} dargestellt werden. Eine Analyse dieser Daten – basierend auf den Auswertungen von 81 Stationen aus allen Teilen der Schweiz – wird im nächsten Kapitel versucht.

5. Jährliche Niederschlagsextrema

In Kap. 2 wurde ausgeführt, daß das statistische Verhalten der Extremwerte durch zwei Parameter – sei es durch $\hat{x}$, c oder durch a_{50}, a_{200} – dargestellt werden kann, wenn man den Auswertungen die doppelte Exponentialfunktion von GUMBEL (1) zugrundelegt.

In Tab. 1 sind die entsprechenden Daten für 81 Niederschlagsstationen aus allen Teilen der Schweiz zusammengestellt, wobei als wesentliche Daten neben den oben erwähnten Parametern noch die Stationshöhen h, die Länge N der untersuchten Perioden und die Jahresmittelwerte $\overline{r_J}$ der Niederschläge aus der Periode 1901–64 (nach den Auswertungen von UTTINGER (2)) aufgeführt sind. In Abb. 5 sind die Werte von a_{50} und a_{200} kartographisch dargestellt.

Während man auf der Alpennordseite eine lineare Regressionsbeziehung zwischen a_{50} und der Stationshöhe angeben kann

$$a_{50}[\text{mm}] \approx 85 + 0.015\, h[\text{m}] \qquad [13]$$

(wobei allerdings Streuungen bis zu 20 mm auftreten), fallen die Stationen im Tessin vollkommen aus dem Rahmen. Wohl werden die sehr hohen Jahresmittel der Stationen Airolo, Comprovasco, Mesocco und Cevio im Aaregebiet stellenweise auch erreicht; doch für die Extremalwertgrößen a_{50} und a_{200} werden im Tessin Werte ermittelt, welche bis zu 100% über den entsprechenden Werten im Aaregebiet liegen.

Außergewöhnlich hohe Verhältniszahlen $a_{50}/\overline{r_J}$ weisen die Stationen Zermatt und Visp auf. Während a_{50} im allgemeinen 6–12% des Jahresmittels $\overline{r_J}$ ausmacht, beträgt dieser Prozentsatz bei Zermatt 15% und bei Visp gar 20%.

Um aus den Jahresmitteln Schätzwerte für die Extremalniederschläge zu erhalten, können folgende Approximationsformeln verwendet werden:

$$\hat{x} \approx (0.04 \pm 0.01)\, \overline{r_J} \qquad [14]$$

$$a_{50} \approx (2.2 \pm 0.2)\, \hat{x} \qquad a_{200} \approx (2.6 \pm 0.2 \qquad \hat{x} \approx 1.2\ a_{50}$$

Dabei stellt $\hat{x}$ den Modalwert dar, welcher ungefähr zweimal in drei Jahren erreicht wird.

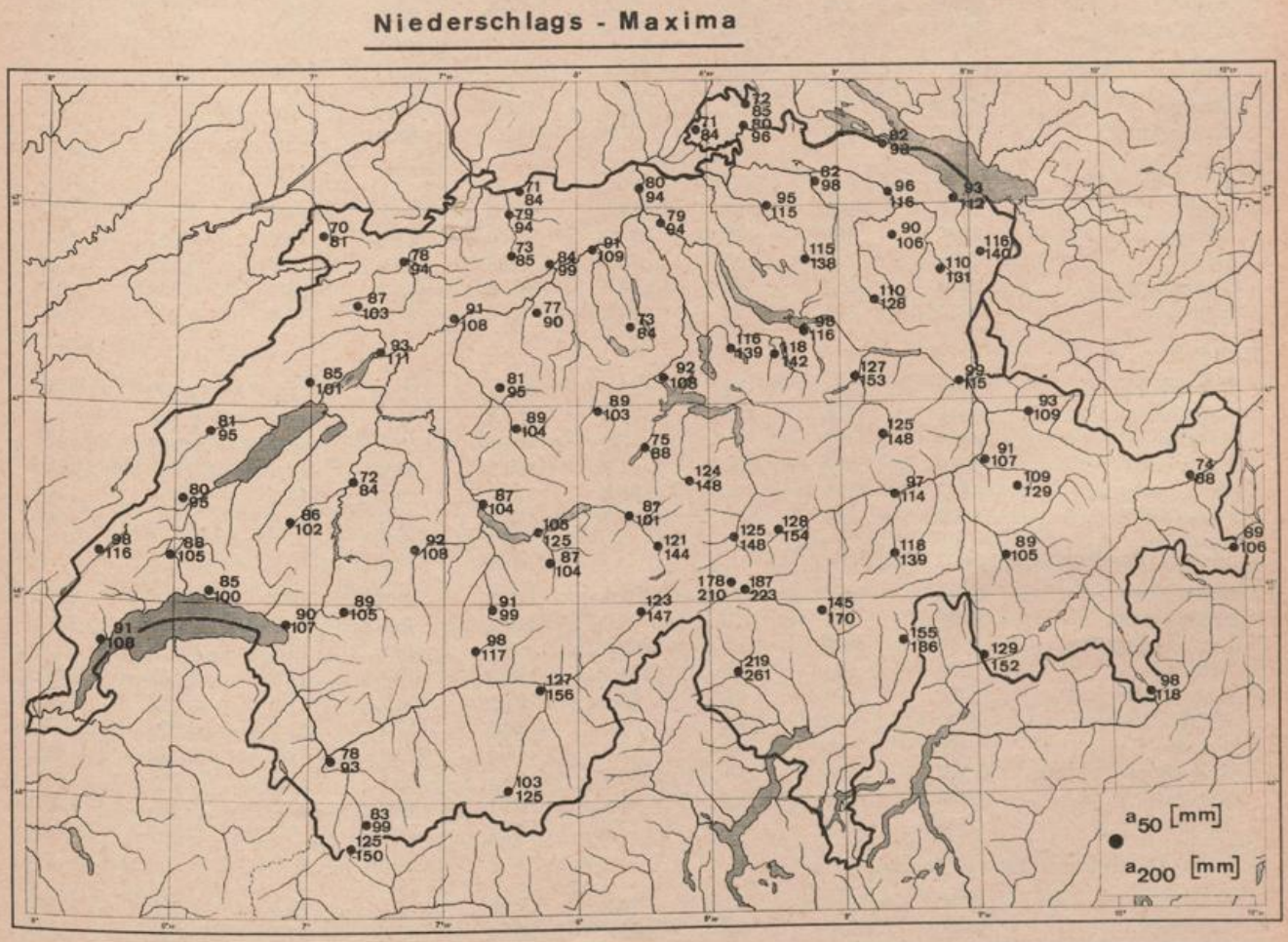


Abb. 5
Kartographische Darstellung der Extremwert-Parameter a_{50} und a_{200} für 81 Regenmeßstationen der Schweiz.
(Für weitere Daten siehe Tab. 1).

Tab. 1

Extrem- und Mittelwertdaten des Niederschlages für 81 schweizerische Regenmeßstationen.

Station	Indik.	Höhe m	N Jahre	a_{50} mm	a_{200} mm	$\hat{x}$ mm	c mm	$\overline{y_N}$	Jahres-mittel 1901—60
1. Rhein I, Quellgebiet bis vor Bodensee									
Sedrun	0020	1418	77	128.2	153.5	57.5	18.1	0.556	1227
Vals	0040	1378	76	117.5	139.0	57.3	15.4	0.556	1070
Ilanz	0220	715	75	96.9	113.8	49.6	12.1	0.556	947
Savognin	0420	1205	74	89.0	104.7	45.3	11.2	0.556	943
Arosa	0600	1818	79	108.6	129.2	50.7	14.8	0.557	1330
Chur	0640	586	93	90.7	107.3	43.9	12.0	0.559	840
Schiers	0700	682	81	93.0	109.4	47.0	11.8	0.557	1022
Sargans	0800	540	103	98.5	115.1	52.1	11.9	0.560	1286
Altstätten	0920	465	103	116.2	139.5	51.0	16.7	0.560	1302
2. Rhein II, Bodensee bis Basel									
Arbon	1050	405	89	93.1	112.4	39.0	13.9	0.558	985
Kreuzlingen	1110	446	88	82.0	97.8	37.8	11.3	0.558	905
Lohn	1260	623	105	72.0	84.9	36.0	9.2	0.560	855
Schaffhausen	1300	457	90	80.1	96.0	35.8	11.4	0.559	866
Hallau	1430	450	82	70.6	83.5	34.6	9.2	0.557	830
Rheinfelden	1560	283	86	71.7	83.9	35.2	9.2	0.558	968
Waldensburg	1640	522	86	72.9	85.0	39.3	8.6	0.558	
Liestal	1670	311	88	78.8	94.1	36.0	11.0	0.558	981
Bellelay	1760	930	68	86.8	102.8	41.7	11.5	0.554	1309
Delémont	1800	416	76	78.3	93.8	34.9	11.1	0.556	911
3. Thur									
Ebnat	2060	646	88	109.7	128.1	58.2	13.2	0.558	1708
Flawil	2200	620	88	89.7	105.5	44.5	11.6	0.558	1205
Appenzell	2280	791	80	109.5	131.6	49.3	15.4	0.557	1460
Sulgen	2380	485	86	95.5	115.6	39.2	14.4	0.558	946
Frauenfeld	2600	403	90	81.9	98.2	36.5	11.6	0.559	906
4. Töss und Glatt									
Bauma	2710	665	91	115.1	138.4	50.0	16.7	0.559	1434
Winterthur	2790	495	103	95.3	114.8	40.7	14.0	0.560	1039
5. Limmat									
Elm	3180	962	87	124.5	147.9	58.9	16.8	0.558	1540
Glarus	3220	490	93	126.7	153.0	53.2	18.8	0.559	1446
Lachen	3420	410	86	98.3	116.3	48.0	12.9	0.558	1358
Einsiedeln	3800	914	105	118.3	141.6	53.2	16.7	0.560	1652
Baden	3960	381	76	79.2	94.0	37.8	10.6	0.556	1007
6. Reuß									
Göschenen	4080	1111	82	125.3	148.1	61.6	16.3	0.557	1382
Engelberg	4410	1018	103	123.5	147.9	55.3	17.5	0.560	1562
Sarnen	4560	479	72	75.2	87.7	49.1	9.0	0.555	1076
Luzern	4590	498	105	91.8	108.1	46.0	11.7	0.560	1154
Entlebuch	4650	725	69	88.8	103.2	48.6	10.3	0.554	1443
Unterägeri	4740	726	69	115.6	138.8	50.8	16.6	0.554	1565
7. Aare I, Quellgebiet bis vor Bielersee									
Guttannen	5030	1058	91	121.4	143.9	58.3	16.2	0.559	1706
Meiringen	5070	604	79	86.5	101.2	45.5	10.5	0.557	1330
Lauterbrunnen	5170	800	69	87.0	103.5	40.5	11.9	0.554	
Interlaken	5190	574	81	104.5	125.2	46.4	14.9	0.557	1213
Kandersteg	5230	1176	69	83.1	99.1	38.2	11.5	0.554	1135
Boltigen	5370	855	68	91.8	108.2	46.1	11.7	0.554	
Thun	5450	560	93	86.7	103.6	39.4	12.1	0.559	948
Châeau – d'Oex	5610	994	61	88.9	105.2	43.4	11.7	0.552	1307
Romont	5720	764	72	86.4	102.1	42.3	11.3	0.555	1098
Freiburg	5740	696	67	72.0	83.5	39.8	8.3	0.554	999
8. Aare II, Bielersee bis vor Emme									
Le Sentier	6030	1020	81	98.2	115.5	48.6	12.5	0.557	1519
Valeyres	6080	512	82	80.0	94.6	39.0	10.5	0.557	962
Couvet	6230	750	72	81.0	94.9	41.8	10.0	0.555	1267
Chaumont	6350	1141	103	85.3	10.06	42.4	11.0	0.560	1145
Biel	6370	434	84	93.3	111.0	43.6	12.7	0.558	1082
Solothurn	6430	470	58	91.4	107.8	45.4	11.8	0.552	1275

Station	Indik.	Höhe m	N Jahre	a_{50} mm	a_{200} mm	$\hat{x}$ mm	c mm	$\bar{y}_N$	Jahres-mittel 1901—60
9. Aare III, Emme bis Rhein									
Langnau	6480	692	69	88.6	104.1	45.3	11.1	0.554	1265
Affoltern	6520	796	102	80.1	95.1	40.6	10.3	0.560	1165
St. Urban	6610	454	70	76.6	89.6	40.1	9.3	0.555	1154
Olten	6750	413	106	83.7	99.0	40.8	11.0	0.561	1117
Aarau	6780	408	104	90.6	108.8	39.8	13.0	0.560	1024
Beromünster	6840	640	83	72.6	84.3	39.7	8.4	0.557	1147
Beznau (Böttstein	6970	327	86	79.9	94.4	39.3	10.4	0.558	995
10. Rhône I, Quellgebiet bis vor Genfer See									
Reckingen	7050	1331	97	122.9	146.9	55.4	17.3	0.560	1075
Zermatt	7190	1632	79	102.8	125.1	40.3	16.0	0.557	694
Visp	7260	650	56	126.6	156.1	44.2	21.1	0.551	625
Leukerbad	7300	1391	83	97.9	116.7	45.3	13.5	0.557	1049
Grand-St-Bernard	7620	2379	102	124.7	149.6	55.1	17.8	0.560	2099
Bourg-St-Pierre	7640	1620	62	82.9	98.5	39.3	11.2	0.553	868
Martigny-Ville	7700	471	88	78.0	93.4	34.9	11.1	0.558	759
11. Rhône II, Genfer See bis Landesgrenze									
Montreux-Clarens	8020	408	92	89.8	106.7	42.4	12.1	0.559	1151
Lausanne	8130	618	95	85.4	100.3	43.7	10.7	0.559	1064
Cossonay	8180	570	83	88.4	105.3	40.9	12.2	0.557	936
Nyon	8320	390	85	90.8	107.8	43.1	12.2	0.558	1019
12. Doubs									
Mormont	8670	540	68	69.9	81.4	37.9	8.2	0.554	1108
13. Tessin									
St. Gotthard	9010	2095	48	177.9	209.8	88.9	22.8	0.548	2289
Airolo	9030	1149	87	187.0	223.2	85.5	26.0	0.558	1676
Comprovasco	9090	552	77	144.6	169.9	73.8	18.1	0.556	1319
Mesocco	9160	800	149	155.3	185.5	70.5	21.7	0.565	1506
Cevio	9320	418	67	219.2	260.9	102.3	29.9	0.554	1729
14. Adda									
Brusio	9710	850	59	98.1	117.1	43.7	14.0	0.552	932
Soglio	9780	1100	84	129.0	151.9	64.9	16.4	0.558	
15. Inn									
Schuls	9930	1253	65	74.3	88.3	35.2	10.0	0.554	696
16. Rembach									
Sta. Maria	9980	1411	67	88.6	106.4	38.8	12.8	0.554	753

6. Die Wahrscheinlichkeit von Starkregen (Unterlagen für Risikoberechnungen)

Mit den beiden Rückkehrwerten a_{50} und a_{200} ist gemäß der Theorie die Gerade der Extremwerte im Wahrscheinlichkeitspapier festgelegt. Für praktische Anwendungen ist diese Gerade jedoch nicht unmittelbar brauchbar.

Eine typische Fragestellung aus dem Gebiet der Technischen Meteorologie kann folgendermaßen formuliert werden: Die Kanalisation für einen Ort, dessen Extremwertstatistik durch die Angabe von a_{50} und a_{200} bestimmt ist, soll optimal ausgelegt werden. Um quantitative Unterlagen für die Kosten-Nutzen-Beziehung zu erhalten, müssen die Wahrscheinlichkeiten ermittelt werden, mit welcher die maximale Tagesniederschlagssumme in den nächsten j Jahren einen Wert von x_m mm nicht überschreiten, bzw. daß sie ihn in einem oder mehreren Jahren überschreiten wird.

Es handelt sich hier offenbar um seltene Ereignisse. Da die jährlichen Extremwerte als voneinander unabhängig betrachtet werden können, ist die POISSON-Statistik anwendbar. Ein Charakteristikum dieser Verteilung besteht darin, daß sie nur einen Parameter aufweist, nämlich den Erwartungswert λ. Für die obige Fragestellung läßt sich dieser Wert folgendermaßen bestimmen: Mit Hilfe der graphischen Darstellung (Abb. 3) kann $F(x) = q(x)$ und daraus die Wahrscheinlichkeit $p(x_m) = 1-q(x_m)$ dafür ermittelt werden, daß der Extremwert x_m in einem beliebigen Jahr erreicht oder überschritten wird. Betrachtet man eine Periode von j Jahren, so ist der Erwartungswert für das Eintreffen dieses seltenen Ereignisses in dieser Zeitperiode

$$E(x_m) = \lambda = j \cdot p(x_m) \qquad [15]$$

Die Wahrscheinlichkeit, daß dieses Ereignis während der Periode von j Jahren genau s mal auftritt, d. h. daß der Extremwert x_m in s Jahren erreicht wird, ist durch die Verteilung der POISSON-Statistik gegeben:

$$P(s) = \frac{e^{-\lambda}}{s!} \cdot \lambda^s \qquad [16]$$

Speziell gilt für das Nichtauftreten des Ereignisses ($s = 0$)

$$P(s = 0) = e^{-\lambda} \qquad [17]$$

und für das einmalige Auftreten ($s = 1$)

$$P(s = 1) = \lambda \cdot e^{-\lambda} = \lambda \cdot P(s = 0) \qquad [18]$$

Die Wahrscheinlichkeit für das mehr als einmalige Auftreten ($s > 1$) wird somit

$$P(s > 1) = 1 - P(s = 0) - P(s = 1) = 1 - (1 + \lambda)e^{-\lambda} \quad [19]$$

Um die numerischen Berechnungen zu umgehen, haben wir ein Nomogramm entwickelt (Abb. 6), welches erlaubt, aus der Kenntnis von a_{50} und a_{200} für jeden beliebigen Wert x_m die Wahrscheinlichkeiten $P(s=1)$ und $P(s=0)$ für verschiedene Periodendauern zu bestimmen. Die Anwendung dieses Nomogramms ist in Abb. 7 erläutert, wo die Extremal-Niederschlags-Verteilung auf dem St. Bernardino durch a_{50} = 178 mm und a_{200} = 210 mm charakterisiert ist. Diese beiden Werte definieren den Maßstab der Ordinate. Da wir uns für unser Beispiel nur für eine Periode von 100 Jahren interessieren, sind aus dem Nomogramm in Abb. 6 nur die zwei ent-

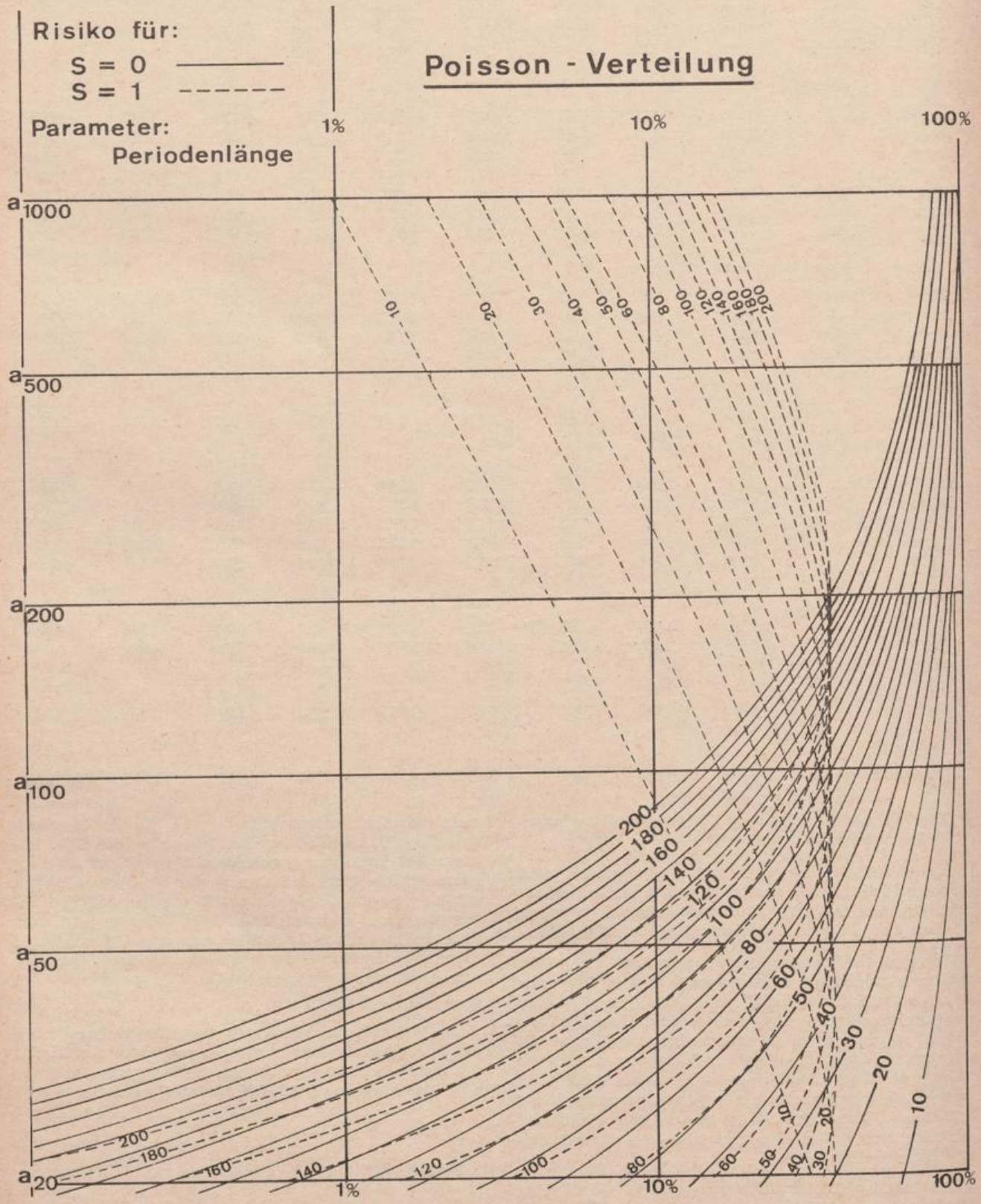


Abb. 6
Nomogramm zur Bestimmung der Wahrscheinlichkeiten für das Nichteintreten (s=0) und das einmalige Eintreten (s=1) von Extremwerten. Für die Anwendung des Nomogramms ist auf den Text und Abb. 7 und 8 verwiesen.

sprechenden Kurven für $j=100$ (ausgezogene Kurve: $s=0$, gestrichelte Kurve: $s=1$) herausgezogen. Die aus Abb. 7 ermittelten Wahrscheinlichkeiten für die drei Fälle

$s = 0$: Nichteintreten des Ereignisses
$s = 1$: Einmaliges Eintreten des Ereignisses
$s > 1$: Mehr als einmaliges Eintreten des Ereignisses

sind in Tab. 2 zusammengestellt.

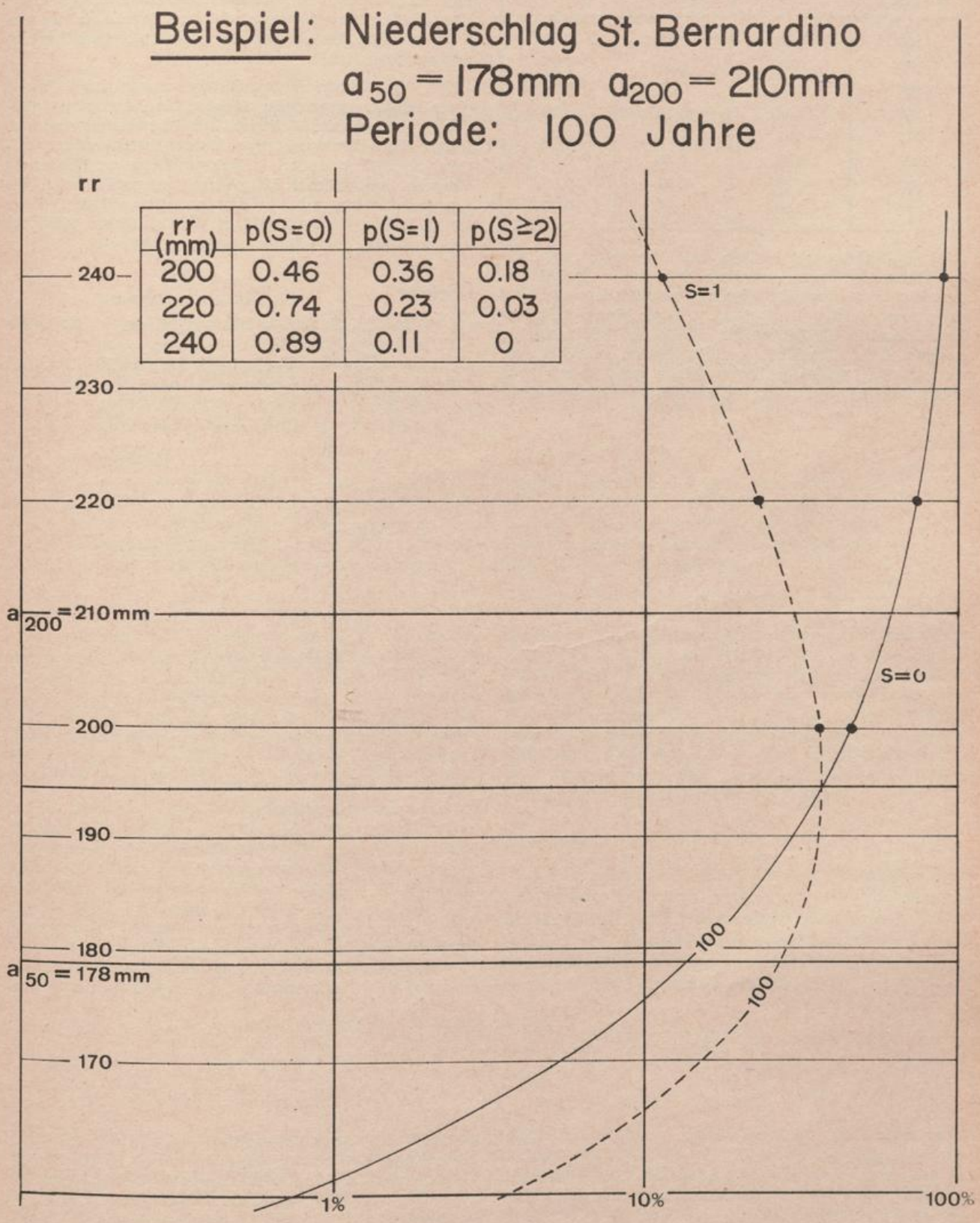


Abb. 7
Anwendung des Nomogramms (Abb. 6) auf die Niederschlagsextrema auf dem St. Bernardino. Ausgehend von den beiden Werten a_{50} und a_{200} werden die Wahrscheinlichkeiten für das Nichteintreten ($s=0$) und das einmalige Eintreten ($s=1$) für eine 100jährige Periode bestimmt.

Tab. 2

Wahrscheinlichkeiten für Nichteintreten, einmaliges und mehrmaliges Eintreten von Extremniederschlägen x_m und darüber während einer Periode von 100 Jahren

x_m (mm)	$P(s = 0)$	$P(s = 1)$	$P(s > 1)$
170	0.05	0.15	0.80
180	0.15	0.29	0.56
190	0.30	0.36	0.34
200	0.46	0.36	0.18
210	0.61	0.30	0.09
220	0.74	0.25	0.03
230	0.85	0.16	0.01
240	0.89	0.11	0.00

Diese Zahlenwerte können die Unterlage bilden für die Dimensionierung gewisser technischer Installationen. Wenn bei einer Kanalisation beispielsweise in Kauf genommen wird, daß mit einer 10%igen Wahrscheinlichkeit einmal in 100 Jahren die gefallenen Niederschlagsmengen nicht abgeführt werden können, so wird man sie auf eine 24stündige Regenmenge von 240 mm auslegen. Dimensioniert man die Kanalisation hingegen nur auf 200 mm/d, so muß mit einer Wahrscheinlichkeit von mehr als 50% damit gerechnet werden, daß sie in den nächsten 100 Jahren zumindest einmal den durch extreme Regenfälle gestellten Anforderungen nicht mehr genügt; mit einer 18%igen Wahrscheinlichkeit wird dies sogar mehr als einmal der Fall sein. Tabellen von der oben dargestellten Art können somit die Basis für Wirtschaftlichkeitberechnungen abgeben, indem sie die meteorologischen Unterlagen für Kosten-Nutzen-Berechnungen enthalten.

Die vorliegende Untersuchung wurde im Rahmen eines Forschungsprojektes über „Die Anwendung moderner statistischer Methoden zur Auswertung von umfangreichen klimatologischen Daten" durchgeführt, welches vom „Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" unterstützt wird. Die Programmierungsarbeiten wurden zum größten Teil von Herrn M. Harder durchgeführt, dem an dieser Stelle für seinen Einsatz mein Dank ausgesprochen sei.

Literatur

(1) GUMBEL, E. J.: Statistics of Extremes; Columbia University Press, 1958.

(2) UTTINGER, U.: Klimatologie der Schweiz (Niederschlag); 1965.

B. FEDERER

DK 551.578.43 : 551.501.45

Die statistische Häufungsneigung der Neuschneefälle im Gebiet von Davos

Zusammenfassung

Starkschneefälle können durch eine POLYA-Verteilung (negative Binomialverteilung) sehr gut angenähert werden. Daraus werden Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten von Schneefällen über bestimmten Schranken berechnet. Außerdem werden Rückkehrperioden für das Auftreten von extremen Schneefällen auf Grund *aller* Extreme, die in der Beobachtungsperiode auftreten, berechnet. Am Beispiel von Weißfluhjoch wird die Benützung des Extremwahrscheinlichkeitspapiers erläutert.

Abstract

Heavy snowfalls can be approximated by a negativ binomial distribution. Application of this distribution to the data of Davos (1936−1968) leads to probabilities for the occurrence of a snowfall above a certain threshold. Return periods for the occurrence of extreme snowfalls can be calculated using all the extremes during the period of observation. Taking Weißfluhjoch as an example, the use of extremal probability paper is explained.

Ein Neuschneefall von über 20 cm in 24 Stunden ist ein seltenes Ereignis. Wie bei allen seltenen Ereignissen betrachten wir seine Häufigkeit in einem bestimmten, endlich langen Zeitintervall der Beobachtung. In unserem Fall sind dies die einzelnen Wintermonate. Die Fragestellung lautet dann: Mit welcher Wahrscheinlichkeit tritt das seltene Ereignis innerhalb eines bestimmten Beobachtungsintervalles 0-, 1-, 2- oder m-mal auf?

Dies führt auf die Untersuchung unserer seltenen Ereignisse mit Hilfe einer POISSON-Verteilung, die für voneinander unabhängige Ereignisse gilt. Aus der Anwendung dieser Verteilung auf die Neuschneefälle sieht man, daß nicht alle Neuschneefälle voneinander unabhängige Ereignisse darstellen, daß also das Auftreten eines Neuschneefalles einer bestimmten Größe in einem Beobachtungsintervall die Wahrscheinlichkeit dafür erhöht, daß im gleichen Beobachtungsintervall noch mehrere Ereignisse auftreten. Dies wird mit dem Ausdruck Häufungsneigung bezeichnet und auf solche Ereignisse kann man die POLYA-Verteilung anwenden. Das ist nicht dasselbe wie die Persistenz im Sinne einer MARKOW-Kette. Dort wird zur Bestimmung der Wahrscheinlichkeit des Ereignisses der n-ten Beobachtung das Ereignis der (n-l)ten Beobachtung berücksichtigt. Der heutige Tag enthält also bereits Information über den morgigen Tag. Die Kenntnis dieser Information ist für das Lawinenproblem wichtig.

1. Theorie

POLYA hat die POISSON-Formel verallgemeinert für seltene Ereignisse, welche eine Häufungsneigung zeigen (1). Wenn λ die durchschnittliche Anzahl der Ereignisse pro Beobachtungsintervall ist, dann ist die Wahrscheinlichkeit $W_{\lambda, d}(m)$ dafür, daß in ein Beobachtungsintervall m Ereignisse fallen gleich

$$W_{\lambda,d}(m) = \frac{\lambda(\lambda + d)(\lambda + 2d) \ldots (\lambda + (m-1)d)}{m!} \cdot \frac{1}{(1+d)\exp(\lambda/d) + m} \qquad [1]$$

$$W_{\lambda,d}(0) = \frac{1}{(1+d)\exp\lambda/d} \qquad [2]$$

d ist ein Maß für die Häufungsneigung und kann aus der Streuung s^2, d. h. aus der mittleren quadratischen Abweichung der Ereigniszahlen m von ihrem Erwartungswert λ abgeschätzt werden, indem man als gute Näherung die Dispersion $D^2(m) = \lambda(1 + d)$ gleich s^2 setzt.

Wenn $d = 0$ wird, dann geht die POLYA-Verteilung wieder in die POISSON-Verteilung für unabhängige Ereignisse über. Obwohl die d-Werte nicht sehr groß sind, werden die Neuschneefälle besser durch eine POLYA-Verteilung wiedergegeben als durch eine POISSON-Verteilung. Die Persistenzneigung eines Ereignisses macht sich auch dadurch bemerkbar, daß die *bedingten* relativen Häufigkeiten h_i, abhängig vom Eintreten oder Nichteintreten in der vorhergehenden Beobachtung, wesentlich verschieden von den unbedingtn relativen Häufigkeiten h sind.

Als Maßzahlen für die Erhaltungsneigung können die sogenannten Persistenzkoeffizienten r_B angegeben werden, welche die bedingten (p_i) mit den allgemeinen Ein-

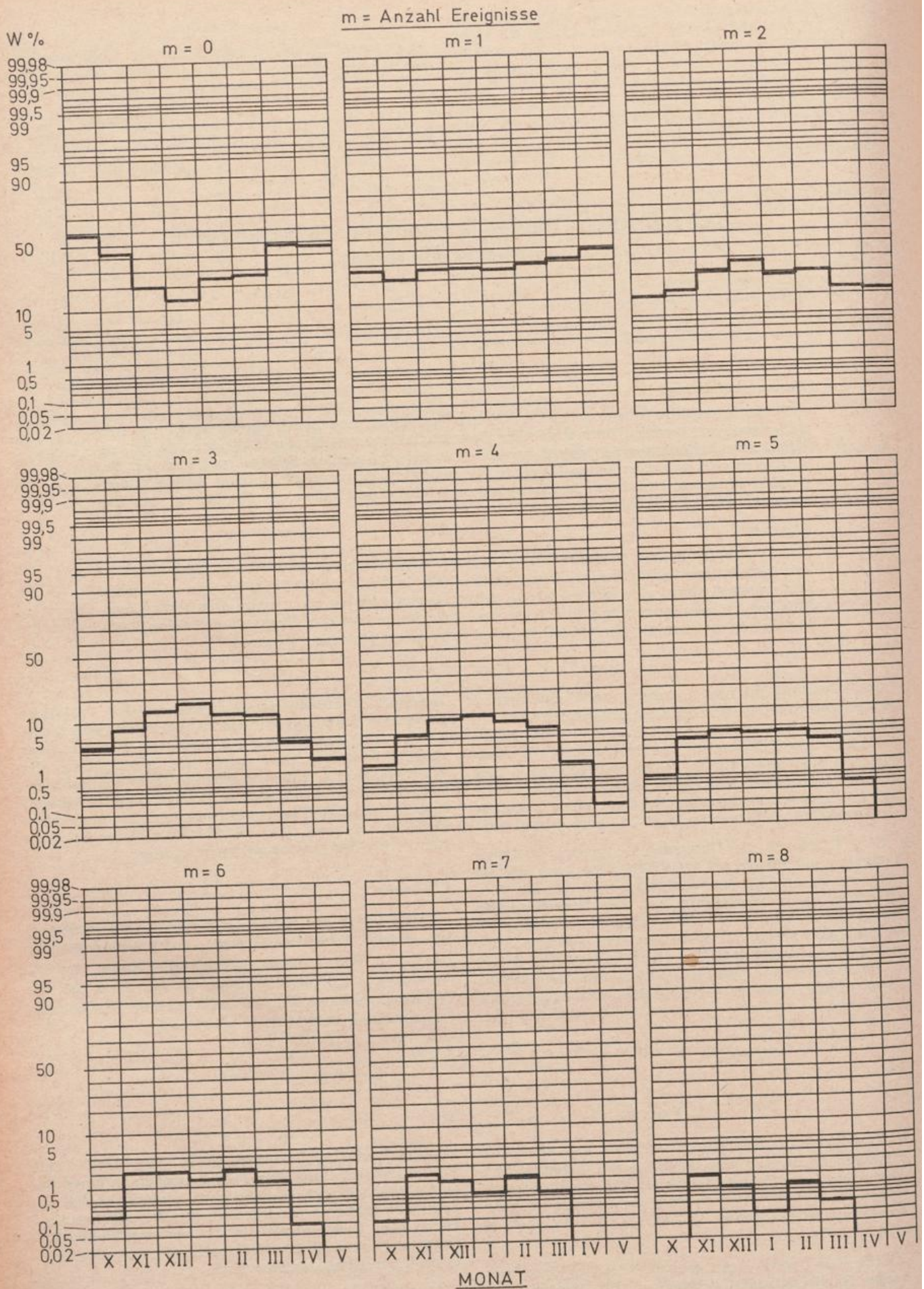


Abb. 1
Eintrittswahrscheinlichkeiten für *m* Neuschneefälle über 20 cm in 24 Stunden für die Monate Oktober bis Mai.

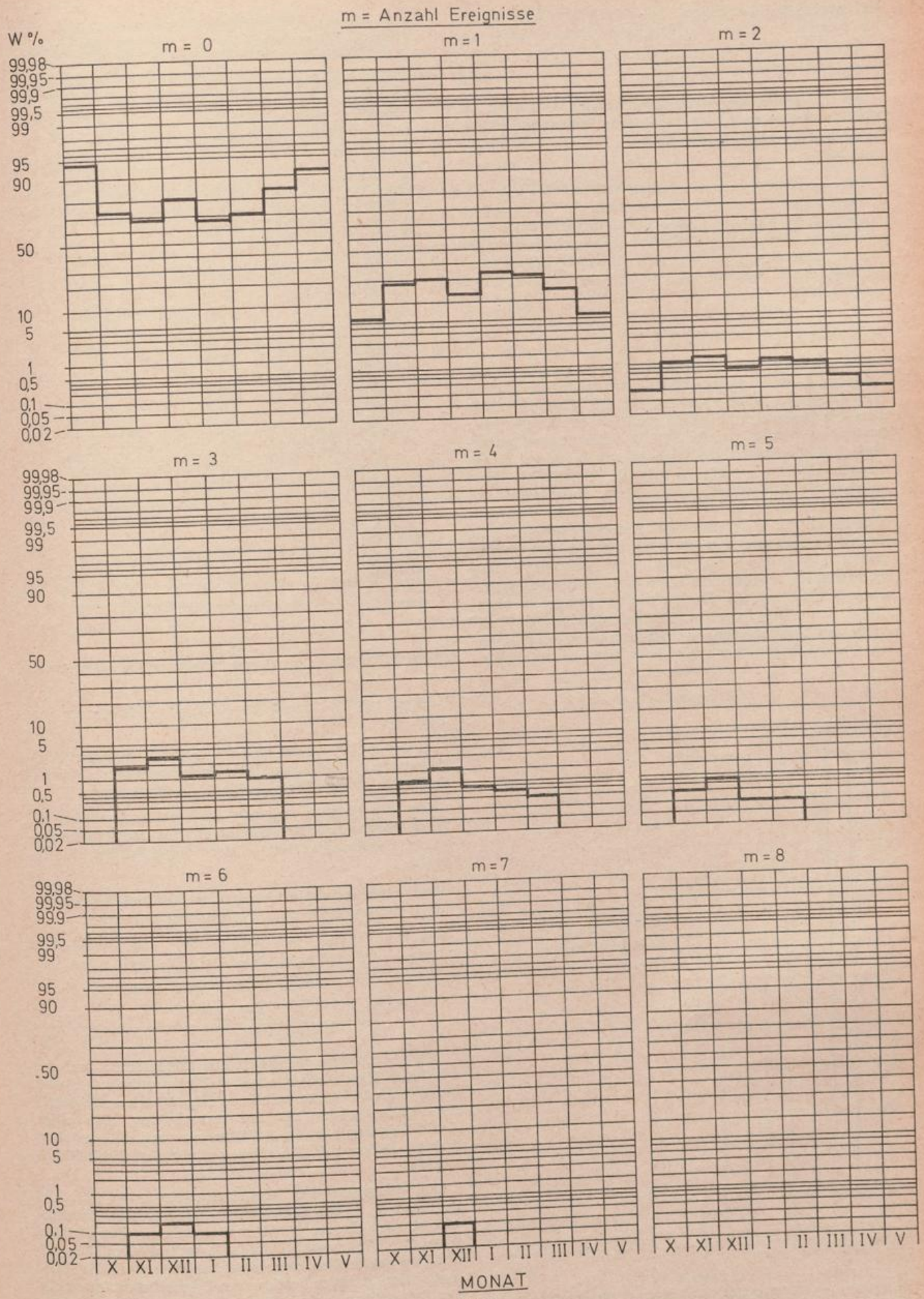


Abb. 2
Eintrittswahrscheinlichkeiten für m Neuschneefälle über 40 cm in 24 Stunden für die Monate Oktober bis Mai.

trittswahrscheinlichkeiten in folgender Weise verknüpfen:

$$r_B = 1 - \left(\frac{1 - p_1}{1 - p}\right)^2 \qquad [3]$$

Für die Praxis der Lawinenverbauungen und für die Risikokalkulation bei irgendwelchen Bauten im Alpengebiet ist es wichtig, die Extreme der Neuschneefälle zu kennen.

Die Verteilungen der extremen Schneefälle in den letzten 33 Jahren wurden deshalb nach der Methode von GUMBEL (2) ermittelt. Diese Verteilungen können sehr gut durch Geraden auf Extremalwahrscheinlichkeitspapier angenähert werden, aus denen die Rückkehrperiode eines bestimmten Ereignisses herausgelesen werden kann.

2. Resultate und Diskussion

Die täglichen Neuschneehöhen $\geqq 20$ cm, $\geqq 30$ cm, $\geqq 40$ cm, $\geqq 50$ cm und $\geqq 60$ cm wurden für die Station Weißfluhjoch, Davos, (2540 m) für die Jahre 1936 (Beginn der Messungen) bis 1968 ermittelt. Die Folge dieser Ereignisse wurde als ein POLYAscher Prozeß aufgefaßt, d. h. die Eintrittswahrscheinlichkeit für ein Ereignis genügt den Formeln [1] und [2]. Auf der Maschine wurden die theoretisch berechneten Häufigkeiten mit den beobachteten verglichen. Sie stimmen sehr gut überein. Die Güte der Übereinstimmung wurde für jede Neuschneehöhe und für jeden Monat mit dem χ^2-Test geprüft. Als Freiheitsgrad ist $n=6$ zu setzen, da 8 Häufigkeitswerte verglichen wurden und die Eintrittswahrscheinlichkeit aus der Beobachtungsreihe selbst abgeschätzt war. Die Übereinstimmung zwischen theoretischen und beobachteten Häufigkeiten ist in allen Monaten statistisch gesichert mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 1% ($n = 6$; $\beta = 0{,}01$; $\chi^2 = 16{,}81$; max $\chi^2 = 1{,}55$).

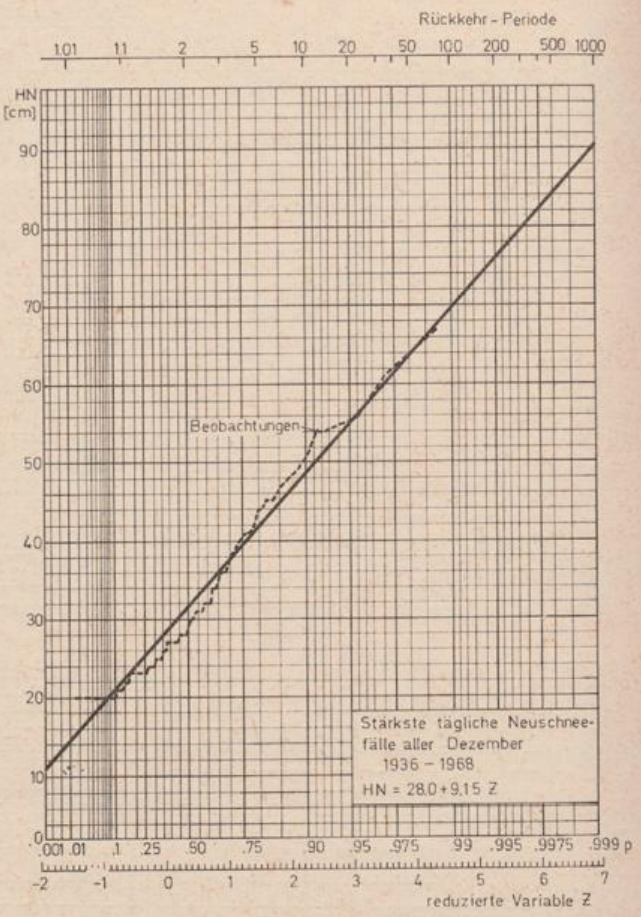


Abb. 4
Rückkehr-Perioden für extreme Neuschneefälle auf Weißfluhjoch.

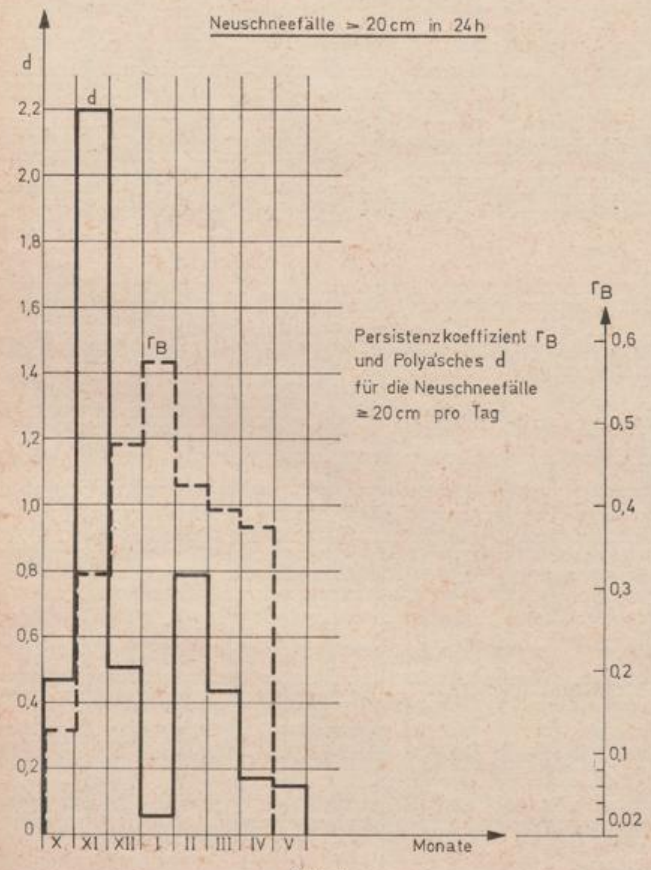


Abb. 3
Vergleich der POLYAschen Parameter d für die Häufungsneigung mit den Persistenzkoeffizienten r_B für die Schranke 20 cm/24 h über die Wintermonate.

In den Abb. 1 und 2 sind die Eintrittswahrscheinlichkeiten für m Ereignisse über einer bestimmten Schranke für die Monate Oktober bis Mai aufgetragen.

Für alle Monate und alle Schneehöhen wurden die Persistenzkoeffizienten gerechnet. Die Übergangswahrscheinlichkeiten p_1 sind in der folgenden Tabelle gegeben.

Übergangswahrscheinlichkeiten p_1 für tägliche Schneehöhen über einer bestimmten Schranke

	X	XI	XII	I	II	III	IV
> 20 cm	0.087	0.216	0.277	0.388	0.29	0.264	0.23
> 30 cm	0.286	0.087	0.219	0.448	0.222	0.174	0
> 40 cm	0	0.154	0.235	0.556	0.214	0.167	0
> 50 cm	0	0	0.143	0.429	0	0	0

Die χ^2 aus dem Vergleich der allgemeinen und der bedingten Häufigkeiten ergeben Werte zwischen 4,0 und 80, d. h. die bedingten relativen Häufigkeiten sind somit signifikant größer als die unbedingten. Die obige Schlußfolgerung ist in 3 Fällen nur mit 5%, in allen andern Fällen mit 1% Irrtumswahrscheinlichkeit gesichert.

Den Vergleich der Persistenzkoeffizienten für die Schranke $\geqq 20$ cm/Tag mit den POLYAschen Parametern d zeigt die Abb. 3. Der Gang der beiden Größen über die Wintermonate ist sehr verschieden. Das ist nicht verwunderlich, denn d gibt an, wie stark die Häufungsneigung eines bestimmten Schneefalles innerhalb des Beobachtungsintervalles ist, r_B hingegen, wie stark die Messung (n-1) von der n-ten Messung beeinflußt wird (Entropieabnahme).

Die Extremalverteilungen der Neuschneefälle in einzelnen Wintermonaten ergaben auf dem Extremalwahrscheinlichkeitspapier annähernd Geraden. Als Beispiel ist in Abb. 4 das Resultat für die 33 erfaßten Dezember aufgetragen. Die beobachtete Zickzackkurve wird durch die Gerade

$$HN = 28{,}0 + 9{,}15\ z$$

gut approximiert.

Aus der Abb. 4 können wir die Rückkehrperioden von bestimmten Neuschneefällen herauslesen: So dauert es im Durchschnitt 100 Jahre, bis sich ein Neuschneefall von 70 cm pro Tag wiederholt.

Literatur

(1) TAUBENHEIM, J.: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.

(2) GUMBEL, E. J.: Statistics of extremes. Columbia University Press 1958.

H. v. RUDLOFF

DK 551.583.1 : 551.324.6

Die jüngsten Änderungen im Ablauf der Haupt-Klima-Elemente in den Hochalpen

Zusammenfassung

Die Beobachtungsergebnisse der alpinen Stationen zeigen gegenüber früheren Beobachtungszeiträumen eine Abnahme der Temperatur. Als einzige Jahreszeit wurde der Herbst davon nicht betroffen. Die jüngste Periode brachte ein herbstliches Temperaturoptimum. Die Niederschlagsmengen überschritten in allen Jahreszeiten des Dezennium 1961—70 die Mittelwerte. Die Sonnenscheindauer lag während des Sommers geringfügig unter, in den anderen Jahreszeiten etwas über den Mittelwerten. Die Begünstigung des Herbstes war auch hier auffallend. Zyklonale Wetterlagen nahmen im abgelaufenen Jahrzehnt erheblich zu. Die Gletscherfeindlichkeit verminderte sich. Die Jahre wurden schneereicher.

Abstract

Recent observations in the alpine meteorological stations show an overall decrease in temperature compared with earlier observations. The only season not concerned with this change was autumn. There was an optimum temperature in the autumn during the most recent period. The amount of precipitation exceeded the average in every season of the decade 1961—70. The duration of sunshine was a little lower than average in the summer, and a little higher during the other seasons. The favouring of the autumn was striking here too. The occurence of cyclonic weather increased considerably in the last decade. The diminution of glaciers slowed down. The average annual snowfall increased.

Seit dem Klima-Optimum von 1942—1953 (1) (2) trat im Großwettergeschehen Zentraleuropas eine immer deutlicher werdende Tendenz zur Normalisierung der Temperatur, zur Niederschlagszunahme und zur Verminderung der Sonnenscheindauer auf. Die klimatologischen Ergebnisse der letzten Jahre spiegeln diesen Trend augenfällig wider. Bis auf den Herbst wurden hiervon alle Jahreszeiten erfaßt. Schon in einer früheren Arbeit über die Klimaschwankungen in den Hochalpen (3) und in dem Buche über die Klimaschwankungen- und -pendelungen in Europa seit dem Beginn der Instrumenten-Beobachtungen (1670) konnte der Verfasser auf diese jüngsten Ereignisse hinweisen (4). Im Hinblick auf das lebhaft positive Echo, welches beiden Arbeiten entgegengebracht wurde und entsprechend dem von vielen Fachkollegen geäußerten Wunsch, die Originaldaten zu veröffentlichen, werden in der vorliegenden Arbeit die jahreszeitlichen Abweichungen der Haupt-Klima-Elemente und die Daten der Gletscherbewegungen wiedergegeben. Die zehnjährigen übergreifenden Abweichungen sind in (3) bis 1960 enthalten.

In den Meßergebnissen der alpinen Stationen zeigt sich diese seit 1954 zu beobachtende Verschlechterung ebenfalls. In jüngster Zeit beginnen sogar die alpinen Gletscherbewegungen darauf anzusprechen (5), (6), (7), (8). Dem Höhepunkt der negativen Massenbilanz der Alpengletscher im Gletscherjahr 1946/47 folgte nach und nach eine Abnahme der Zahl der Gletscherrückgänge und eine Zunahme der Gletscher, die wieder vorstießen. Aus den rund 100 beobachteten schweizerischen Alpengletschern (5), (6) läßt sich diese jüngste Entwicklung erkennen (Tab. 1). Vornehmlich die hochgelegenen Gletscher zeigen vermehrte Vorstöße, wogegen die langen und weit herabreichenden Gletscher das Stadium des seit 1856 zu beobachtenden Rückzuges — nur um 1920 kurz unterbrochen — noch nicht überwunden haben. Ein Vergleich des Allalingletschers und des Großen Aletschgletschers, beide im Einzugsgebiet der Rhône gelegen, verdeutlicht diese Erscheinung (Tab. 2). P. KASSER spricht von einer „Erholung im Nährgebiet der Gletscher". Nach Beendigung des Temperaturanstiegs sind in den Firngebieten die Massenbilanzen nunmehr wieder nahezu ausgeglichen. „Der Schwund in den Zungengebieten geht noch weiter, bis sich der Nachschub an Eis durch die Gletscherbewegung wieder normalisiert hat", schreibt P. KASSER (7).

In den Jahren 1958/59 bis 1967/68 zeigte der in etwa 2400 m NN endende Allalingletscher sechsmal eine Längenzunahme und viermal eine Abnahme. In der gleichen Zeit wich der in 1500 m NN endende Große Aletschgletscher noch alljährlich zurück. Mit einer Längenabnahme von 7,9 m war sie jedoch im Berichtsjahr 1967/68 am geringsten.

Der Klima-Ablauf der einzelnen Jahreszeiten seit Beginn der alpinen Messungen und seit der Messungen in Europa überhaupt ist vom Verfasser (3), (4) ausführlich beschrieben worden. Wenn man die Beobachtungsergebnisse in Form von zehnjährigen übergreifenden Abweichungen darstellt, brachte der jüngste Zeitraum 1961—70 in den Wintern einen Rückgang der Temperatur auf unternormale Werte (—0,43° gegenüber Mittel 1851—1950). Gleichzeitig stiegen die Niederschlagsmen-

Tab. 1

Vorstoßende und zurückgehende Gletscher in den Schweizer Alpen, in Prozenten der beobachteten Anzahl von Gletschern sowie mittlere Längenänderung in Metern (nach A. RENAUD u. P. KASSER).

Jahr	Gletscher Vorstoß	Gletscher Rückzug	Mittlere Längenänderung
1912/13	33%	59%	
1913/14	36	54	
1914/15	46	50	
1915/16	68	29	
1916/17	50	44	
1918/19	70	27	
1918/19	70	27	
1919/20	59	34	
1920/21	31	62	
1921/22	35	50	
1922/23	25	56	
1923/24	23	60	
1924/25	19	70	
1925/26	52	40	
1926/27	22	71	
1927/28	14	81	
1928/29	11	77	
1929/30	8	80	
1930/31	22	60	
1931/32	13	80	
1932/33	15	81	
1933/34	8	89	
1934/35	12	84	
1935/36	9	84	
1936/37	12	76	
1937/38	4	88	
1938/39	14	81	
1939/40	15	78	
1940/41	24	72	
1941/42	6	94	
1942/43	7	89	
1943/44	7	87	
1944/45	6	89	
1945/46	13	80	
1946/47	0	98	
1947/48	13	77	
1948/49	5	93	
1949/50	1	99	
1950/51	12	79	
1951/52	2	94	
1952/53	3	92	
1953/54	7	89	
1954/55	24	67	− 5,9 m
1955/56	13	81	−12,1
1956/57	10	85	−10,2
1957/58	8	92	−16,2
1958/59	9	91	−15,4
1959/60	11	89	−11,4
1960/61	12	84	− 9,6
1961/62	14	83	−11,2
1962/63	11	83	−18,6
1963/64	6	93	−14,4
1964/65	24	64	−10,2
1965/66	38	59	− 2,9
1966/67	23	74	− 7,2
1967/68	36	58	− 0,4
1968/69	27	67	− 7,2

Tab. 2

Gletscherbewegungen und Meereshöhen der Zungenenden eines hoch endenden (Allalin) und weit herabreichenden (Aletsch) Gletschers (nach P. KASSER und W. MÜLLER).

	Allalin-Gletscher		Großer Aletsch-Gletscher	
1900/01 − 09/10	−7,7 m		−14,0 m	
1910/11 − 33/34	−2,3		−16,5	
1934/35 − 57/58	−32,0		−16,6	
1958/59 − 67/68	−11,4		−29,8	
1958/59	+2 m		−10 m	
1959/60	−25		−23	1490,9 m NN
1960/61	+41,1	2334 m NN	−19,1	1494,2
1961/62	−10,5	2333	−24,8	1492
1962/63	+7,3	2328	−14,8	1492
1963/64	−20,1	2335	−26,0	1496
1964/65	−219,5	2450	−62,7	1500
1965/66	+7,7	2450	−74,0	1500,9
1966/67	+10,9	2457	−36,3	1505,8
1966/67	+93,1	2416,4	−7,9	1503,2
1968/69				

gen auf 104,0 Prozent des Mittels 1901−1950 an, wogegen die mittlere winterliche Sonnenscheindauer auf 97,2 Prozent des Mittels 1901−1950 absank (Tab. 4). Die kälteren, schneereicheren und sonnenscheinärmeren Winter wurden somit wieder gletscherfreundlich. Der langanhaltende Gletscherrückgang seit 1856 war nicht nur eine Folge der Temperaturzunahme und der reichlicheren Sonnenscheindauer, sondern auch eine Folge der großenteils unternormalen winterlichen Niederschlagsmengen, die vor allem die Perioden mit kälteren Wintern auszeichneten.

Tab. 3

Die Mittelwerte von Temperatur (1851–1950), Sonnenschein (1901–1950) und Niederschlag (1901–1950), auf die sich die Abweichungen der Jahreszeiten-Mittel beziehen. Die Niederschlagsmengen der Zugspitze wurden nur für den Sommer (Juni bis August) benützt. Die Reihe ist inhomogen und weist 1933 einen Sprung auf. Die winterlichen Niederschlagsmengen der Zugspitze sind viel zu gering. (Schneekreuz erst seit 1932!)

Station	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	Höhe
Temperatur														
Gr. St. Bernh.	−8,5	−8,4	−6,9	−3,6	0,4	4,0	6,7	6,7	4,0	−0,5	−5,0	−7,8	−1,6	2479 m
Jungfraujoch	−14,4	−14,6	−13,5	−10,7	−6,8	−3,6	−1,3	−1,4	−3,0	−6,8	−10,8	−13,8	−8,4	3576 m
St. Gotthard	−7,3	−7,0	−5,4	−1,8	1,9	5,4	8,0	7,8	5,1	0,7	−3,9	−6,7	−0,3	2095 m
Säntis	−8,7	−8,9	−7,5	−4,3	−0,4	2,9	5,0	4,8	2,8	−1,1	−5,3	−8,0	−2,4	2500 m
Sonnblick	−13,1	−13,1	−11,8	−8,6	−4,0	−1,0	1,2	1,2	−0,8	−4,6	−9,2	−12,1	−6,3	3106 m
Villacher Alpe	−7,6	−7,0	−5,4	−2,1	2,5	6,1	8,5	8,1	5,3	1,4	−3,3	−6,7	−0,0	2135 m
Zugspitze	−11,2	−11,5	−9,9	−7,4	−2,9	−0,0	2,0	2,0	0,0	−3,4	−7,5	−10,2	−5,0	2962 m
Mittel	−10,2	−10,1	−8,3	−5,5	−1,3	2,0	4,3	4,2	1,9	−2,0	−6,4	−9,3	−3,4	2693 m
Sonnenschein														
Jungfraujoch	95	102	152	157	164	180	212	198	171	138	101	97	1767	3576 m
Säntis	108	118	141	126	152	139	161	166	154	147	113	100	1625	2500 m
Sonnblick	109	120	138	119	143	154	172	170	150	142	107	95	1619	3106 m
Mittel	104	113	144	134	153	158	182	178	158	142	107	97	1670	3061 m
Niederschlag														
Gr. St. Bernhard	179	162	201	207	185	158	130	138	152	202	203	205	2122	2479 m
Einsiedeln	105	89	104	132	149	197	199	193	149	113	107	106	1643	914 m
St. Gotthard	158	148	199	206	213	164	172	191	205	237	198	176	2267	2095 m
Säntis	188	150	171	194	195	250	290	279	203	175	195	195	2485	2500 m
Sonnblick	103	107	125	144	139	119	126	121	102	112	109	114	1421	3106 m
Villacher Alpe	109	126	124	155	153	157	156	152	141	142	146	142	1703	2135 m
Zugspitze	96	88	90	121	135	170	181	174	129	100	91	92	1467	2962 m
Mittel														2313 m

Die Frühjahre zeigten ein in ihrer Tendenz ähnliches Bild. Doch erreichten die Zehnjahreswerte der Temperatur 1961—1970 mit —0,01° erst eine ganz geringe negative Abweichung. Die Niederschlagsmengen dieses Dezenniums lagen bei 108,2 Prozent, allerdings bei einer mittleren Sonnenscheindauer von 104,7 Prozent der Norm 1901—1950. In den Hochalpen geht nahezu der gesamte Frühjahrsniederschlag noch als Schnee nieder. Die Sonnenscheindauer war zuvor um rund 20 Prozent übernormal. Es zeigte sich also auch hierin ein Zug zur Normalisierung.

Die Frühjahre wurden im jüngsten Zeitraum — nach einer Periode erhöhter Gletscherfeindlichkeit — verhältnismäßig gletscherfreundlich. Der Abschnitt zuvor gipfelte in einem Niederschlags- und Schneemangel von über 15 Prozent und einem Wärmeüberschuß von mehr als einem Grad, verbunden mit reichlichem Sonnenschein.

In den Sommern erreichten die Temperaturen noch nicht ganz den langjährigen Durchschnitt. Sie lagen noch knapp 0,1° über dem Mittel. Im Dezennium 1953—1962 wurde der Mittelwert geringfügig unterschritten. Die sommerlichen Niederschlagsmengen blieben trotz einiger trockener Sommer wie 1962 und 1964 im Mittel übernormal, die Sonnenscheindauer sank unter den Durchschnitt. Erstaunlicherweise stieg die Zahl sommerlicher Schneefälle im Sonnblickgebiet nicht auf den Durchschnitt von 45 sommerlichen Schneefalltagen an. Das letzte Dezennium brachte im Mittel 7 sommerliche Schneefalltage zu wenig. In den West- und Nordwestalpen ist dagegen in den letzten 15 Jahren ein Anstieg sommerlicher Schneefalltage aufgetreten. Die Sommer seit 1954 wurden „leicht gletscherfreundlich". Eine Vermehrung sommerlicher Schneefälle mit Ausbildung einer die Gletscher- und Firnfelder überziehenden Neuschneedecke brächte eine Abnahme der Absorption der Wärmestrahlung durch die auf den Eis- und Firnfeldern abgelagerten Staubteilchen und Schuttmassen. Diese ziehen bekanntlich infolge ihrer dunkleren Färbung die Wärmestrahlung an und tragen damit zur rascheren Gletscherschmelze bei. Mit dem Temperaturrückgang, der Niederschlagszu- und Sonnenscheinabnahme fand auch eine Verminderung der gletscherfeindlichen Verdunstung statt.

Allein der Herbst blieb nicht nur gletscherfeindlich, sondern strebte in der Temperatur sogar seinem Maximum seit Beginn der Messungen zu. Im Dezennium 1960—1969 überschritten die Temperaturen den Durchschnitt um mehr als 1 Grad. Die Niederschlagsmenge, die im Herbst wieder zum größten Teil als Schnee fallen, lagen 1953—1962 um 13 Prozent, 1960—1969 noch um rund 5 Prozent unter dem Durchschnitt. Die Sonnenscheindauer verminderte ihren Überschuß von über 17 Prozent im Dezennium 1953—1962 auf rund 11 Prozent im Jahrzehnt 1960—1969.

In den Jahres-Mittelwerten zeigt sich das Herausheben der Herbste noch auffallend. Die Jahresmitteltemperaturen verblieben nach ihrer maximalen positiven Abweichung 1942—1954 mit rund 0,75° noch auf einem Positivbetrag von 0,3°. Die Sonnenscheindauer nahm von 1942—1951 von rund 110 Prozent auf rund 103 Prozent ab, wogegen sich die Niederschlagsmengen von ihrem Minimum 1941—1950 mit einem Defizit von zehn Prozent auf einen Überschuß von 3 Prozent erhöhten. Die Schneefallhäufigkeit blieb in den Ostalpen unternormal. In den Nord- und Westalpen tritt dieser Mangel kaum noch zutage. Die Schneehöhenmaxima überschritten in den Nordalpen die Norm um 20 bis 40 cm, desgleichen im Hochschwarzwald, wo das mittlere Schneehöhenmaximum von 168 cm auf über 2 m anwuchs. In den Zentral- und Ostalpen blieben die Maxima unternormal oder erreichten den Durchschnitt nur gerade. Die Lagen um 1500 m NN verzeichneten mit Ausnahme der Ost- und Zentralalpen eine Steigerung zu normaler bis übernormaler Schneefallhäufigkeit. In den Alpen ist diese Zunahme der Schneefalltage erst relativ schwach ausgeprägt, mit zunehmender nördlicher Breite wird sie deutlicher. So war auf dem Schwarzwälder Feldberg das Dezennium 1961—1970 das schneereichste seit Beginn der dortigen Messungen (1888). Auch die Schneesicherheit — 1925—1934 mit 24 Tagen, an denen mindestens 1 Meter Schnee lag, am geringsten — erreichte mit 82 solcher Tage 1961—1970 ihr Maximum (Mittelwert 46 Tage). Im Engadin (Bever) oder in Vorarlberg (Schröcken) blieb dieser Trend schwächer ausgeprägt. Mit einer mittleren Andauer der Winterschneedecke vom 6. November bis zum 7. Mai war im Feldberggebiet die Schneedeckenperioden 1961—70 am längsten. Auch die anderen zentraleuropäischen Mittelgebirge zeigten dieses Bild.

Die jüngsten Erscheinungen sind auf eine Zunahme der zyklonalen Wetterlage in allen Jahreszeiten zurückzuführen (vgl. 9). Der Anteil der „kalten" zyklonalen Lagen (Nz, NWz, HNz, TRM, TM, HFz und HNFz) wuchs innerhalb der zunehmenden Zyklonalität ebenfalls an. Im Winter sind im Mittel 1901—1950 rund 46 zyklonale Tage beobachtet worden. In den jüngsten zehn bis zwölf Jahren waren es rund 60, darunter 25 mit „kalten" zyklonalen Lagen. Gegenüber dem vorigen Jahrhundert nahm die winterliche Zyklonalität um fast 20 Tage zu!

Ähnlich liegen die Verhältnisse im Frühjahr. Gegenüber rund 41 zyklonalen Tagen während des „Klima-Optimums" zählte man 1961—70 über 60, davon fast 30 „kalte" zyklonale Tage. Im Sommer ist diese Tendenz ebenfalls erkennbar. Im Herbst nahmen die zyklonalen Tage 1960—1969 zwar ebenfalls auf ihr Maximum seit Beginn der Auszählung (1881) zu, doch ist dieses Maximum den überwiegend „warmen" zyklonalen Lagen wie Wz, WW, Ws, SWz, Sz, SEz und TB zu verdanken. Parallel zu dieser Erscheinung ging die Abnahme der Häufigkeit antizyklonaler Witterung.

Diese gesamte Entwicklung hängt mit einer großräumigen Abkühlung des nordpolaren Raumes und des Nordmeerraumes zusammen. Dieses Gebiet wies in den letzten Jahren steigende Luftdruckmittel auf, wogegen im zentraleuropäischen und im baltischen Bereich die Luftdruckmittel großenteils auf unternormale Stände zurückgingen. Dadurch wurde das vermehrte Ausfließen maritimer und polarer Kaltluft in südlichere Breiten Europas begünstigt. Zur Zeit der Ausarbeitung hielt diese Entwicklung noch an. Ein Ende der gegenwärtigen kühleren, sonnenscheinärmeren und niederschlagsreicheren Periode mit erhöhter Gletscherfreundlichkeit ist noch nicht abzusehen. In seinen letzten Arbeiten vor seinem plötzlichen Tode am 31. August 1970 hat R. SCHERHAG (11), (12) ebenfalls auf die Abkühlung des nordpolaren Raumes hingewiesen. Interessant ist eine umfangreiche Arbeit von H. H. LAMB (10) über die Strahlungsbeeinträchtigung durch vulkanische Staubmassen. In Zeiten niedrigerer Temperaturen seien zumeist häufigere Ausbrüche zu verzeichnen gewesen. Die Eruptionen des Gunung-Agung auf Bali im März 1963 hätten vom April 1963 bis April 1964 über Australien, zum Teil auch über Afrika und Arabien Strahlungsbeeinträchtigungen in 20 km Höhe, vereinzelt sogar bis 50 km Höhe gebracht. In England seien zwischen November 1963 und Januar 1964 in 31—35 km Höhe Vorkommen vulkanischen Staubes beobachtet worden. Erwähnenswert sind die Ausbrüche des Surtsey bei den Westmännerinseln südlich Irland ab November 1963 bis 1965 und des Irazu in Costa-Rica 1963/64. Eine kleine Aufstellung der wichtigsten Vulkanausbrüche dieses Jahrhunderts zeigt die unterschiedliche Häufung (Tab. 5).

Tab. 5

Die wichtigsten Vulkanausbrüche in diesem Jahrhundert auf der Erde

Zeitraum	Größe Ausbrüche (nach H. H. LAMB)
1900—1909	10
1910—1919	10
1920—1929	4
1930—1939	12
1940—1949	4
1950—1959	8
1960—1968	11

Wenn auch über die Ursachen der jüngsten Erscheinungen kein endgültiges Urteil abgegeben werden kann und der großräumigen Zirkulation ein wichtiger Anteil zugeschrieben werden muß, so ist es doch zumindest aufschlußreich, daß die jüngsten Perioden erhöhter Gletscherfeindlichkeit in die Abschnitte unternormaler Vulkantätigkeit fielen, die Vorstöße und die Andeutungen von Vorstößen jedoch in die Epochen erhöhter Ausbrüche.

Literatur

(1) RUDLOFF, H. v.: Klimaschwankungen in Europa seit 1670, das Klima-Optimum 1942—1953 und die nachfolgende Klima-Verschlechterung. Mitt. Bad. Landesver. Naturkd. u. Natursch. N. F. 9 (1967) S. 459—476.

(2) RUDLOFF, H. v.: Die Schwankungen der Großzirkulation in den Hauptjahreszeiten in Europa innerhalb der letzten Jahrhunderte. Ann. d. Meteorologie, N. F. 3 (1967) S. 86—95.

(3) RUDLOFF, H. v.: Die Klimaschwankungen in den Hochalpen seit Beginn der Instrumenten-Beobachtungen. Arch. Meteor. Geoph. Bioklim. Serie B. 13 (1964) S. 303—351.

(4) RUDLOFF, H. v.: Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen (1670). Braunschweig 1967.

(5) KASSER P.: Die Gletscher der Schweizer Alpen. Schwz. Naturf. Ges., „Die Alpen", bis 89. Bericht (1967/68).

(6) KASSER, P.; MÜLLER, W.: Über die Gletscheränderungen seit 1900 in den Schweizer Alpen. Wasser- und Energiewirtschaft, Zürich, 8—10, (1960).

(7) KASSER, P.: Der Einfluß von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt. Wasser- und Energiewirtschaft, Zürich, 6 (1959).

(8) KASSER, P.: Fluctuations of Glaciers 1959—1965. International Association of Scientific Hydrology UNESCO 1967.

(9) HESS, P.; BREZOWSKI, H.: Katalog der Großwetterlagen Europas. Ber. Dt. Wetterd. Bd. 15, Nr. 113.

(10) LAMB, H. H.: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. Philosoph. Transact. Roy. Soc., A. Math. Phys. Sci. 266 (1970) Nr. 1178, S. 425—533.

(11) SCHERHAG, R.: Temperaturschwankungen in den Alpen. Beil. Berl. W.karte 107/70, SO 32/70.

(12) SCHERHAG, R.: Die gegenwärtige Abkühlung der Arktis. Beil. Berl. W.karte 105/70, SO 31/70.

Diskussionsbemerkungen

M. SCHÜEPP: Sind die von Ihnen genannten Angaben der Zugspitze bezüglich der Schneehöhen reell?

H. v. RUDLOFF: Die Niederschlagsmengen wiesen mit 1933 einen erheblichen Sprung auf. In den Schneehöhen zeigt sich dieser Sprung nicht. Das heißt, es fiel vor 1933 „zu viel" Schnee, auf die Niederschlagsmengen bezogen, nachher „weniger". Die Niederschlagsmengen wurden ab 1933 erheblich größer. Infolge dieser Inhomogenität wurde die Reihe der Zugspitz-Niederschläge nur für die Sommer benützt, nicht aber für die übrigen Jahreszeiten.

H. FLOHN: Dazu kann ich sagen, daß 1932 bei der Niederschlagsmessung auf der Zugspitze das Schneekreuz eingeführt wurde. Seither sind die Niederschlagsmengen, die gemessen werden, dort reichlicher.

Tab. 4

Die Abweichungen der Jahreszeiten-Mitteltemperaturen in den Hochalpen vom Durchschnitt 1851—1950 (Stationen: Gr. St. Bernhard, St. Gotthard, Jungfraujoch, Säntis, Sonnblick, Villacher Alpe, Zugspitze); Sonnenschein (Sonnblick) und Niederschlagsmengen (Gr. St. Bernhard, Einsiedeln, St. Gotthard, Säntis Sonnblick, Villacher Alpe, Zugspitze) in Prozenten des Durchschnitts 1901—1950.

Jahr	Winter	Frühj.	Sommer	Herbst	Jahr	Jahr	Winter	Frühj.	Sommer	Herbst	Jahr
1781	(−0,8)	(+1,8)	+0,7	−0,5	+0,7	1821	+1,9	+0,8	−1,1	+1,1	+0,8
1782	−0,4	−1,8	+1,2	−2,9	−1,2	1822	+1,4	+3,0	+1,5	+2,3	+1,7
1783	+0,5	−0,4	+0,1	+1,0	+0,5	1823	−0,7	+0,4	−0,8	+0,9	+0,2
1784	−1,5	−0,8	+0,1	−0,9	−1,2	1824	+0,9	−0,8	−0,1	+1,1	+0,6
1785	−2,6	−2,9	−1,2	+0,4	−1,1	1825	+1,1	+1,1	−0,1	+0,9	+0,6
1786	+0,5	−1,5	−1,5	−1,8	−1,4	1826	+0,3	−0,2	+0,3	−1,6	−0,4
1787	−0,9	−1,5	−1,1	−1,3	−0,7	1827	−2,4	+0,6	−0,5	−1,3	−0,7
1788	+1,4	+0,0	+0,1	−0,7	−0,5	1828	+2,1	+2,2	−0,2	+0,6	+1,3
1789	−3,1	−0,8	−1,5	−2,0	−1,3	1829	−0,5	+1,3	−2,2	−1,6	−1,4
1790	+0,8	−1,2	−0,6	+1,3	0,0	1830	−1,9	+1,4	−0,1	−0,2	0,0
Mittel	−0,61	−0,91	−0,37	−0,74	−0,62	Mittel	+0,22	+0,98	−0,33	+0,22	+0,27
1791	−0,9	+0,5	+1,3	+0,1	+0,4	1831	−0,3	+2,1	−0,8	+0,2	+0,5
1792	−0,9	+0,3	+1,2	+1,1	+0,5	1832	+0,9	+0,6	+0,4	+0,3	+0,6
1793	+0,7	−0,2	−0,3	+1,6	+0,5	1833	+1,4	+0,9	−1,6	−0,2	+0,3
1794	+2,4	+3,6	+1,3	−0,2	+1,8	1834	+2,2	+1,4	+0,7	+2,1	+1,4
1795	−1,9	+1,8	−0,2	+2,3	+0,5	1835	+1,2	+0,5	+0,4	−1,6	+0,1
1796	+4,2	−0,8	+0,2	+0,3	+1,0	1836	−0,7	+0,6	+1,0	−0,9	0,0
1797	+0,7	+1,6	+0,8	+1,5	+1,2	1837	−0,1	−2,6	+0,9	−1,5	−0,7
1798	+0,9	+1,0	+0,4	+0,5	+0,7	1838	−0,7	−0,1	−0,6	−0,0	−0,5
1799	−0,9	−0,8	−0,5	+0:3	−0,5	1839	−0,2	−0,4	+0,7	+0,5	+0,4
1800	−0,3	+2,4	−0,2	+0,3	+0,6	1840	+0,9	−0,8	−0,0	−0,6	−0,3
Mittel	+0,40	+0,94	+0,40	+0,78	+0,67	Mittel	+0,46	+0,22	+0,11	−0,17	+0,18
1801	+1,7	+1,9	−1,1	+1,5	+1,0	1841	−0,9	+1,8	−1,5	−0,8	−0,4
1802	−0,4	+0,8	+2,0	+1,8	+1,0	1842	−2,1	−0,6	+0,8	−1,5	−0,4
1803	−1,4	+0,6	+0,5	−0,8	−0,3	1843	+1,4	+0,5	−1,5	−0,4	+0,1
1804	+1,4	+0,6	+0,2	+0,8	+0,8	1844	−1,4	−0,8	−1,3	+0,0	−0,7
1805	−0,1	−1,2	−1,2	−1,7	−1,0	1845	+0,3	+0,3	−0,8	+0,2	−0,5
1806	+1,5	+0,4	+0,4	+1,4	+0,9	1846	+1,2	+1,6	+1,7	+0,1	+0,8
1807	+2,1	−0,7	+3,2	+1,7	+1,6	1847	−2,6	+0,4	−0,9	−1,6	−0,7
1808	−0,9	−0,7	+2,1	+0,2	−0,1	1848	−0,4	+1,6	+0,7	−0,9	+0,4
1809	+1,7	+0,2	−0,1	−0,3	+0,4	1849	+2,1	−0,5	+0,4	+0,8	+0,3
1810	−0,5	+1,2	−0,2	+2,0	+0,6	1850	−0,3	−0,5	−1,1	−1,1	−0,4
Mittel	+0,51	+0,31	+0,58	+0,66	+0,49	Mittel	−0,27	+0,38	−0,35	−0,52	−0,15
1811	−0,1	+3,4	+2,3	+2,9	+2,1	1851	+1,1	−1,4	0,0	−3,0	−1,0
1812	+0,3	−0,9	−0,4	+0,3	−0,2	1852	+0,5	−1,3	−0,5	+0,7	+0,2
1813	−2,1	+0,7	−2,5	−1,1	−1,2	1853	+0,6	−1,6	+0,6	+0,3	−0,6
1814	−2,1	−0,0	−0,7	−0,3	−0,8	1854	−2,0	+1,3	−0,3	−0,2	−0,2
1815	+0,4	+2,1	−1,8	−0,8	−0,0	1855	−0,9	−1,3	+0,5	+0,6	−0,6
1816	−1,8	−1,3	−2,7	−0,9	−1,7	1856	+0,4	+0,3	+0,7	−1,7	−0,2
1817	+1,4	−2,6	−0,3	+0,3	−0,3	1857	−1,5	−0,8	+0,5	+1,6	+0,3
1818	+0,1	+1,3	+0,8	+0,9	+0,9	1858	−1,0	+0,6	−0,0	+0,9	−0,2
1819	−0,3	+0,1	−0,4	−0,2	−0,2	1859	−0,2	+0,8	+2,3	+0,7	+0,8
1820	+0,1	+0,8	−0,2	−2,0	−0,2	1860	−0,9	−1,1	−1,2	−0,3	−0,9
Mittel	−0,41	+0,36	−0,59	−0,09	−0,16	Mittel	−0,39	−0,45	+0,26	−0,04	−0,24
						1861	+0,6	−0,9	+1,3	+1,5	+1,0
						1862	+1,0	+3,1	+0,1	+0,8	+1,2
						1863	+1,5	+1,5	+0,4	+0,9	+1,2

Tab. 4 (Forts.)

Jahr	Winter Temp.	Winter Sonne	Winter Nschl.	Frühjahr Temp.	Frühjahr Sonne	Frühjahr Nschl.	Sommer Temp.	Sommer Sonne	Sommer Nschl.	Herbst Temp.	Herbst Sonne	Herbst Nschl.	Jahr Temp.	Jahr Sonne	Jahr Nschl.
1864	−0,1		64	−0,1		115	−0,8		110	−0,8		66	−0,5		89
1865	−1,1		84	+0,9		68	+0,5		123	+1,4		65	+0,6		90
1866	+2,4		89	−0,4		111	−0,5		99	−0,1		101	+0,4		110
1867	+2,1		167	+0,5		143	−0,2		89	−0,5		118	−0,1		124
1868	−0,8		102	+0,6		139	+0,5		94	0,0		82	+0,6		105
1869	+2,3		112	+0,1		95	−0,4		108	−0,7		121	−0,0		102
1870	−1,2		58	−0,3		63	−0,3		75	−0,9		125	−0,8		81
Mittel	+0,67			+0,50			+0,06			+0,16			+0,36		
1871	−1,4		72	+0,3		100	−1,0		114	−0,7		92	−0,7		94
1872	−0,1		47	+0,4		108	−0,2		112	+0,6		85	+0,6		98
1873	+1,0		64	−0,6		146	+0,8		102	+0,3		116	+0,4		105
1874	+1,1		45	−0,6		84	+0,7		106	+0,5		80	−0,2		86
1875	−1,5		102	+0,3		59	+0,7		83	−0,8		129	−0,1		88
1876	−0,1		103	−0,8		148	+0,4		105	−0,2		86	+0,2		112
1877	+1,4		151	−1,5		136	+1,1		102	−1,0		82	−0,3		121
1878	+0,2		110	−0,1		126	−0,4		110	−0,7		101	−0,5		109
1879	−1,4		172	−1,7		131	−0,2		107	−1,2		104	−1,0		122
1880	−0,4		53	+1,1		85	−0,5		99	+0,8		96	+0,7		89
Mittel	−0,12		91,9	−0,32		112,3	+0,14		104,0	−0,24		97,1	−0,09		102,4
1881	+0,1		96	+1,0		120	+0,9		104	−0,8		73	+0,1		93
1882	+2,4		31	+1,0		80	−1,6		114	−1,1		169	+0,2		111
1883	+0,5		76	−2,1		69	−0,9		86	−0,8		98	−1,0		82
1884	+1,0		78	+0,7		73	−1,3		89	−1,5		60	−0,1		77
1885	+0,6		91	−0,3		132	+0,8		67	−0,6		129	+0,0		99
1886	−0,9		93	−0,0		75	−0,7		104	+1,1		83	−0,3		94
1887	−1,1		69	−1,2	78	90	+0,6	103	75	−2,0	80	90	−1,0		80
1888	−2,4	92	95	−1,0	98	101	−1,1	86	117	−0,1	115	97	−0,6	101	97
1889	−0,5	110	87	−1,1	77	69	−0,2	73	107	−0,7	79	97	−1,0	82	93
1890	−0,0	140	46	−0,1	98	87	−0,8	92	102	−1,6	80	129	−0,7	100	86
Mittel	−0,03		76,2	−0,31		89,6	−0,43		96,5	−0,81		102,5	−0,44		91,2
1891	−1,8	134	62	−1,2	78	104	−0,9	78	129	+0,7	116	80	−0,5	98	102
1892	+0,1	83	134	−0,5	117	89	+0,3	110	112	+0,5	101	85	−0,1	106	100
1893	−1,8	113	93	+0,8	115	73	−0,1	102	93	+0,5	94	93	−0,0	105	88
1894	+0,4	139	60	+0,8	122	92	−0,3	96	108	−0,0	93	107	+0,0	108	98
1895	−3,6	99	106	−0,4	82	124	−0,1	95	86	+2,0	114	80	−0,4	94	105
1896	+1,0	130	102	−1,1	82	154	−1,1	60	109	−1,2	50	134	−0,6	78	118
1897	+0,7	72	95	−0,2	58	145	+0,6	103	114	+0,2	119	77	+0,4	95	109
1898	+1,7	125	83	0,0	79	95	−0,4	99	124	+2,3	112	90	+0,9	101	104
1899	+2,1	136	90	−0,3	86	143	−0,1	101	72	+1,5	132	92	+0,5	108	98
1900	+0,1	63	132	−1,8	96	107	+0,3	84	91	+1,2	103	66	+0,4	92	95
Mittel	−0,11	109,4	95,7	−0,39	91,5	112,6	−0,18	92,8	103,8	+0,77	103,4	90,4	+0,06	98,5	101,7

Tab. 4 (Forts.)

Jahr	Winter			Frühjahr			Sommer			Herbst			Jahr		
	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.
1901	−1,1	125	67	−0,7	78	121	−0,1	86	108	−0,3	96	96	−0,8	89	106
1902	+1,0	68	116	−0,9	89	124	−0,8	100	85	−0,1	102	81	−0,2	93	100
1903	+1,4	98	87	−1,2	78	98	−0,8	81	115	+0,2	90	114	−0,1	84	102
1904	+0,1	64	111	+1,2	98	116	+1,2	109	85	−1,2	85	94	+0,4	95	100
1905	−0,9	82	88	−0,3	94	118	+1,0	103	97	−2,2	70	126	−0,6	92	104
1906	+0,1	113	89	−0,4	83	101	+0,1	96	93	+1,1	107	91	−0,3	92	102
1907	−2,7	74	119	−1,2	95	97	−0,2	85	84	+1,3	92	101	−0,3	87	100
1908	+0,4	88	106	−1,0	77	105	−0,1	106	83	+0,3	131	62	−0,2	103	82
1909	−1,9	93	71	−0,6	100	86	−1,3	81	122	−0,8	85	88	−1,1	85	104
1910	+0,1	56	165	−0,7	92	109	−0,9	76	125	−1,5	77	121	−0,7	78	123
Mittel	−0,35	86,1	101,9	−0,58	88,4	107,5	−0,19	92,3	100,7	−0,32	93,5	97,4	−0,39	89,8	102,3
1911	+0,4	109	86	−0,4	89	76	+1,2	103	71	+1,4	110	94	+0,6	103	82
1912	+1,8	70	106	+0,1	87	112	−1,2	91	116	−3,4	76	107	−0,5	85	106
1913	+1,5	134	66	+0,6	104	97	−1,8	93	107	+1,0	98	118	0,0	103	105
1914	+1,1	117	104	+0,5	107	159	−1,0	99	121	−1,1	99	96	+0,0	103	117
1915	−0,8	59	125	+0,4	111	88	−0,3	108	109	−2,5	101	83	−0,7	96	103
1916	+1,8	78	126	+0,9	97	117	−1,2	83	103	−0,6	95	122	+0,0	80	121
1917	−0,7	103	107	−1,0	107	104	+0,6	114	98	+0,1	120	107	−0,5	113	94
1918	+0,3	133	65	+0,7	85	81	−1,3	91	119	−0,2	87	101	+0,2	96	103
1919	+0,5	81	129	−1,5	67	103	−0,8	105	88	−1,8	87	104	−1,1	88	101
1920	+2,0	123	107	+2,7	115	88	−0,5	80	93	+1,1	126	59	+1,4	107	80
Mittel	+0,79	100,7	102,1	+0,30	96,9	102,5	−0,63	96,7	102,5	−0,60	99,9	99,1	−0,06	97,4	101,2
1921	+1,6	99	69	+1,0	113	64	+0,8	102	80	+1,7	146	61	+1,2	118	68
1922	+0,1	108	103	+0,8	104	122	+0,2	106	102	−2,0	60	132	−0,3	95	120
1923	−0,0	72	126	+0,6	117	84	0,0	127	93	+0,5	74	116	+0,1	99	104
1924	−1,7	87	98	+0,8	103	98	−0,8	82	134	+1,0	121	69	+0,2	104	95
1925	+2,3	131	60	−0,7	86	96	−0,2	95	100	−0,6	102	103	−0,2	97	97
1926	+0,7	76	109	+0,4	92	110	−1,0	76	116	+1,9	105	102	+0,6	85	109
1927	−0,1	95	103	+0,8	104	118	+0,4	98	121	+1,0	104	99	+0,6	104	107
1928	+1,0	125	79	−0,4	88	110	+1,9	135	80	+0,2	84	125	+0,5	107	100
1929	−2,6	124	62	+0,1	115	65	+1,1	111	91	+1,0	109	81	+0,0	113	79
1930	+1,1	126	82	+0,4	78	127	+0,7	116	95	+0,6	97	134	+0,7	107	104
Mittel	+0,24	104,3	89,1	+0,38	100,0	99,4	+0,31	104,8	101,2	+0,53	100,2	102,2	+0,34	102,9	98,3

Tab. 4 (Forts.)

Jahr	Winter			Frühjahr			Sommer			Herbst			Jahr		
	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.
1931	−1,0	104	117	+0,1	131	85	+0,7	101	110	−0,9	92	91	−0,4	106	99
1932	+0,1	152	58	−1,3	103	113	+0,5	110	92	+1,5	96	93	+0,5	116	87
1933	+0,1	118	75	+0,1	100	125	−0,3	97	102	−0,4	92	124	−0,5	99	106
1934	+0,2	119	74	+1,9	106	83	+0,1	93	125	+0,8	113	107	+1,1	105	100
1935	−0,1	83	136	−1,3	107	117	+1,0	129	82	+0,7	102	126	−0,3	107	116
1936	+0,4	70	140	+0,9	95	94	−0,1	92	112	−1,1	95	104	+0,3	92	109
1937	+1,6	103	128	0,0	70	121	+0,6	82	106	−0,1	94	117	+0,2	83	116
1938	−0,9	91	103	−0,5	108	88	+0,7	88	124	+1,8	123	78	+0,4	105	98
1939	+1,1	105	87	−1,2	74	117	+0,2	100	95	0,0	86	141	+0,0	93	111
1940	−0,7	114	86	−0,2	85	118	−1,0	74	100	+0,4	92	134	−0,6	90	113
Mittel	+0,08	105,9	100,4	−0,15	97,9	106,1	+0,24	96,6	104,8	+0,27	98,5	111,5	+0,07	99,6	105,5
1941	−1,7	103	102	−0,9	98	110	−0,1	106	98	−0,9	108	91	−0,6	101	100
1942	−2,7	90	95	+1,2	107	88	+0,5	107	80	+1,4	112	95	+0,3	107	85
1943	+1,3	131	88	+1,7	141	75	+0,5	114	80	+0,9	116	78	+1,0	119	83
1944	+0,2	107	93	−0,8	95	86	+0,8	103	85	−1,1	79	143	−0,5	98	105
1945	−1,1	117	94	+2,3	133	98	+1,2	122	92	+0,1	115	76	+0,6	119	93
1946	−0,1	90	124	+2,3	135	58	+0,6	96	125	+0,7	112	65	+0,7	107	88
1947	−1,9	71	64	+2,5	103	89	+2,2	118	64	+1,9	112	90	+1,2	102	82
1948	0,0	67	139	+2,3	128	69	−0,8	91	125	+2,2	129	62	+1,3	112	94
1949	+2,4	148	64	+0,5	104	82	+0,4	97	67	+1,6	113	79	+1,2	109	76
1950	+1,7	106	99	+1,0	128	73	+2,3	129	76	+0,1	95	112	+1,0	113	89
Mittel	−0,19	103,0	96,2	+1,18	117,2	82,8	+0,76	108,3	89,2	+0,69	108,1	89,1	+0,62	108,7	89,5
1951	−0,3	72	162	−0,5	111	107	+0,6	116	90	+1,0	105	108	+0,6	108	112
1952	−0,2	98	98	+1,3	101	86	+2,0	128	81	−2,4	68	153	−0,2	96	108
1953	−0,8	103	78	+1,3	154	74	+0,5	91	111	+2,7	120	75	+1,2	119	79
1954	−0,3	93	77	−0,1	89	89	−0,8	67	129	+0,9	112	94	−0,2	85	108
1955	+0,8	94	166	−0,8	147	89	−0,4	82	105	−0,2	113	74	−0,1	109	101
1956	−1,4	115	78	−0,8	75	108	−0,9	92	128	+0,1	119	94	−0,9	102	98
1957	+1,1	101	87	+0,9	113	87	+0,3	82	121	+1,4	126	66	+0,9	104	94
1958	+1,2	111	122	−0,8	109	102	+0,7	90	115	+1,5	108	118	+0,7	101	120
1959	+1,5	131	94	+1,6	115	96	+0,6	89	100	+0,9	137	68	+1,1	114	90
1960	+0,5	72	122	+0,5	89	97	−0,4	80	121	−0,6	76	145	+0,0	81	119
Mittel	+0,21	99,0	108,4	+0,26	110,3	93,5	+0,22	91,7	110,1	+0,53	108,4	99,5	+0,31	101,9	102,9

Tab. 4 (Forts.)

Jahr	Winter			Frühjahr			Sommer			Herbst			Jahr		
	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.	Temp.	Sonne	Nschl.
1961	+1,7	108	113	+1,7	109	91	+0,2	118	94	+2,2	136	66	+1,4	122	91
1962	+0,4	95	113	−1,9	96	130	+0,1	112	89	+0,3	126	69	−0,5	108	95
1963	−3,3	93	84	+0,7	100	83	+0,6	98	105	+1,8	108	100	+0,1	104	85
1964	+1,5	156	34	+1,1	102	108	+1,0	106	81	+0,4	89	110	+1,0	108	87
1965	−1,4	81	83	−0,9	86	134	−0,3	98	119	+0,2	116	109	−0,7	94	119
1966	+0,9	75	134	+0,4	112	104	−0,4	85	124	+0,5	102	94	+0,3	93	130
1967	−0,1	99	113	−0,0	106	128	+0,7	110	81	+2,4	113	86	+0,7	112	94
1968	−0,7	90	134	+0,9	128	92	−0,5	73	115	+1,6	108	108	+0,3	100	112
1969	−0,9	103	106	+0,6	136	86	−0,4	85	131	+2,0	138	62	+0,2	112	97
1970	−1,4	72	126	−2,7	72	126	(+0,6)	(104)	(118)	(+1,4)	(118)	(107)	(−0,2)		(112)
Mittel	−0,43	97,2	104,0	−0,01	104,7	108,2	(+0,10)	(98,9)	(103,7)	(+1,28)	(115,4)	(91,1)	(+0,26)		(101,2)
1971	(+0,0)	(104)	(94)	(+0,2)	(101)	(60)									

R. MÜHLEISEN

DK 551.515.4 : 551.594.221

Charakteristische Besonderheiten von Gewittern über den Alpen

Zusammenfassung

Auf Grund der Auswertung von Spherics-Registrierungen, die am Weißenauer Institut zur Reichweitenbestimmung der verwendeten Spherics-Meßanlagen durchgeführt worden sind, und auf Grund zusätzlicher statistischer Bearbeitungen von klimatologischen Daten, konnten für Alpengewitter folgende charakteristische Besonderheiten festgestellt werden:

1. Die Gewitterhäufigkeit über den Zentralalpen ist im allgemeinen wesentlich geringer als die am Alpenrand und im Voralpengebiet.
2. Die Dauer der Gewitter ist im Mittel mit 1–2 Stunden für Gebirgsorte größer als im Alpenvorland.
3. Das Verhältnis Erdblitze zu Wolkenblitze ist bei Gewittern über dem Gebirge vermutlich größer als bei Gewittern über dem Flachland, möglicherweise verursacht durch den geringeren Abstand zwischen Wolkenbasis und Erdoberfläche.

Abstract

On the basis of the evaluation of spheric records which were carried out to determine the range of the spheric measuring devices being used at the Institute in Weißenau and also with the additional statistical assessment of climatological data we are able to state the following characteristical particulars for thunderstorms in the Alps:

1. The frequency of thunderstorms over the central Alps is usually significantly lower than at the border of the Alps and the mountain spur area.
2. The average duration of a thunderstorm in mountain places is 1–2 hours. It is longer than in mountain spur areas.
3. The ratio of ground flashes to cloud to cloud flashes probably higher in the Alps than over low land, possibly caused by the smaller distance between cloud basis and earth' surface.

1. Gewitterstatistik mittels Spherics-Zählung

Der Anlaß, die Besonderheiten der Gewitter der Alpen und ihre Blitzhäufigkeit zu studieren, ergab sich während der Bemühungen, die Reichweite der in der Außenstelle Weißenau des Astronomischen Institutes der Universiät Tübingen aufgestellten Spherics-Zähler und -Peiler zu bestimmen.

Die Luftelektriker suchen schon lange nach einer zuverlässigen Methode, die Gesamtzahl der Gewitter auf der Erde zu erfassen und zu verfolgen und neigen dazu, Spherics-Zählungen an verschiedenen Orten der Erde diesem Zwecke dienstbar zu machen. Leider ist aber die Reichweite von Spherics-Zählern, wie auch von elektrostatischen Blitzzählern, problematisch wegen der in weitem Bereich schwankenden Ausbreitungsverhältnisse u. a., weswegen nur mittlere Werte ermittelt werden können. In jedem Falle nimmt aber der Informationsgehalt von Spherics-Zählungen zu, wenn man eine mittlere Reichweite eines oder mehrerer Zähler kennt.

2. Die verwendeten Meßanlagen

Die in Weißenau verfügbaren Blitz- und Spherics-Beobachtungs- und Registriergeräte sind sehr vielseitig und sollen kurz beschrieben werden:

(a) Blitzzähler nach FRÜHAUF - DEHN mit einer mittleren Reichweite von 15–20 km.

(b) Spherics-Häufigkeitsregistrierung mit Hilfe eines Gewitterwarngerätes THP 801, welches die Impulse bei 10 kHz empfängt und einen der Zahl der Impulse entsprechenden Strom abgibt. Die mittlere Reichweite beträgt ca. 100 km.

(c) Spherics-Zähl- und Registriergerät für 3 kHz mit 3 verschiedenen Bereichen, nämlich 3 Amplitudenschwellwerten von 1 V/m, 0,24 V/m und 0,12 V/m. Diese entsprechen mittleren Reichweiten von 250 km, 730 km und ca. 1500 km bei Tage bzw. ca. 4000 km bei Nacht.

Ein Registrierbeispiel findet sich bei MÜHLEISEN, TAKEUTI, FISCHER (1).

(d) PLATHscher Spheric-Peiler, welcher 10 kHz verwendet und auf seinem Oszilloskop die Richtung der einfallenden Spherics zu beobachten gestattet. Für die Praxis empfiehlt sich eine Überprüfung der Richtungsanzeige, da bei unserer Aufstellung in Weißenau Abweichungen bis zu ± 20°, abhängig von Azimut gefunden wurden, als die Anzeigen synchron mit denen eines zweiten, in absolut ungestörtem, freiem Wiesengelände aufgestellten Gerätes verglichen wurden.

(e) Das aufwendigste Gerät ist eine Spherics-Ortungsanlage, welche vom Heinrich-Hertz-Institut Berlin gebaut und an uns ausgeliehen wurde. Es erlaubt eine Zählung, Peilung und bis zu einem gewissen Grade auch Ortung von Gewitterherden, indem man außer Zahl und Amplitude auch noch das Amplitudenverhältnis und die Gruppenlaufzeitdifferenz bei 2 beliebig wählbaren Frequenzen zwischen 3 und 50 kHz bestimmen und diese Größen noch in Funktion des Azimut in 40 Sektoren zu je 9° registrieren kann.

Näheres kann einer ausführlichen Arbeit von HEYDT (2) entnommen werden. Zur Zeit benutzen wir das Gerät für eine Dauerregistrierung der Spherics-Häufigkeit in Funktion des Azimuts bei einer mittleren Reichweitenschwelle. Abb. 1 zeigt ein Registrierbeispiel vom 26. 1. 1970. Während alle verfügbaren Wetterkarten keine Gewitter enthielten, aber ein langgestrecktes Frontensystem vom Kanal über Westfrankreich, Spanien und Nordwestafrika nach Osten schwenkte, hat das Gerät eine große Zahl von Spherics aus Richtung SW registriert. Man kann mit Sicherheit annehmen, daß über dem Mittelmeer oder über Nordafrika während der Nachtstunden blitzreiche Gewitter aufgetreten sind, welche vom Spherics-Ortungsgerät erfaßt wurden.

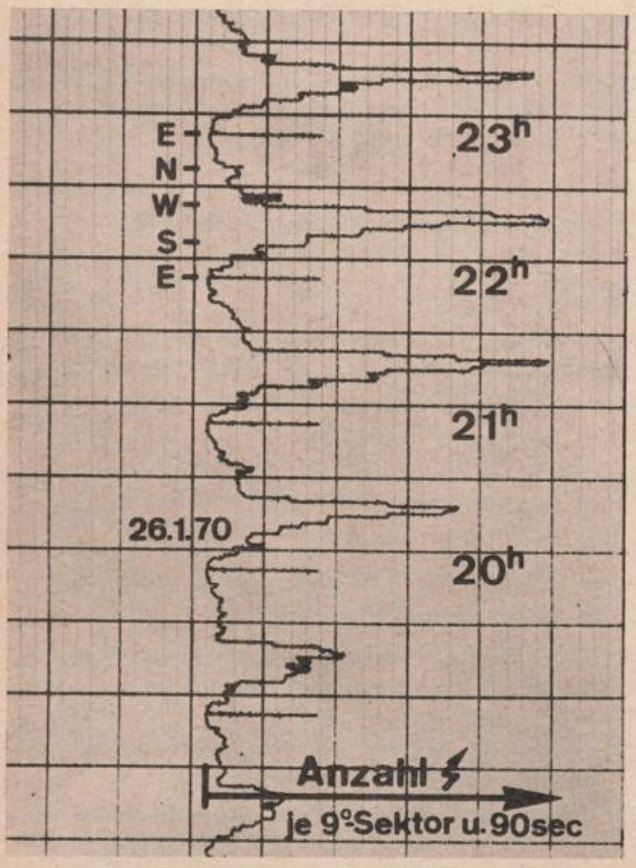


Abb. 1
Registrierung der Spherics-Aktivität in Abhängigkeit von Einfallsrichtung und Zeit mit einer Anlage des Heinrich-Hertz-Institutes, Berlin-Charlottenburg.

3. Die Ergebnisse der Registrierungen

Nun sollen einige Ergebnisse erwähnt werden, welche bei der Auswertung und Deutung unserer Spherics-Registrierungen gewonnen wurden:

3.1. Statistik der Gewitterhäufigkeit am Alpenrand und in den Zentralalpen.

Sehr markant ist, daß die Orte am Alpenrand sehr viel mehr Gewittertage im Jahr aufweisen als solche im Innern der Alpen. Die Zahl der Gewittertage schwankt z. B. zwischen 1 für Saas-Fee und 41 für Altersberg (Kärnten). Das Ergebnis einer Auswertung der Gewitterhäufigkeit in der Schweiz in den Jahren 1960—1968 zeigt Abb. 2. Ganz deutlich erkennt man, daß die Zahl der Gewittertage für Stationen im Innern der Alpen viel niedriger ist als für Stationen am Alpenrand bzw. im schweizerischen Alpenvorland. Diese klare Bevorzugung des Alpenrandes durch die Gewitter hat keine Parallele in der jährlichen Niederschlagsmenge. Diese nimmt im überwiegenden Teil der Alpen vom Rand zum Innern zu.

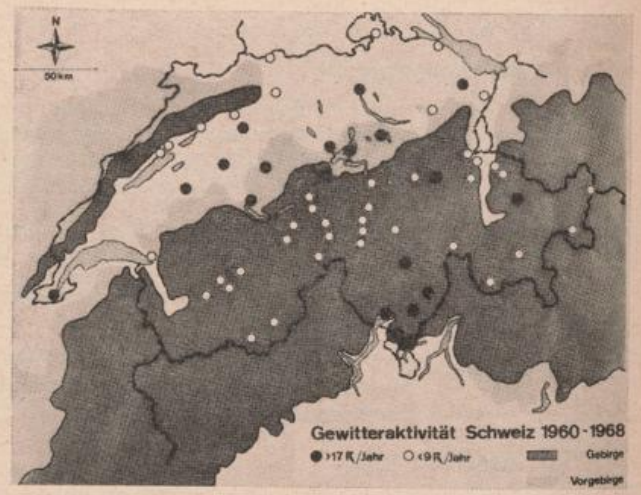


Abb. 2
Kartographische Übersicht von Stationen mit geringer und hoher Gewitterhäufigkeit in der Schweiz.

Als vorläufige Erklärung mögen der Einfluß der mechanischen Hebung der Luft am Hindernis der Berge zur Auslösung der Instabilität und der unbehinderte Nachschub von feuchtwarmer Luft aus dem vorgelagerten Flachland genannt werden.

3.2. Tagesgang der Gewitter

Es hat den Anschein, als ob Gewitter am Südalpenrand in der ersten u n d in der zweiten Nachthälfte häufiger als am Nordalpenland sind. Auch hat z. B. Lugano 33% seiner Gewitter in der Zeit von 0—12 h, während dieser Anteil für das Bodenseegebiet nur 12% beträgt.

3.3. Dauer der Gewitter

Wenn man aus dem ausgewerteten Datenmaterial überhaupt einen Schluß ziehen kann, dann ist es der folgende: Die am meisten vorkommende Gewitterdauer ist überall etwa 30 Minuten, jedoch ist der prozentuale Anteil von Gewittern mit einer Dauer zwischen 1 und 2 Stunden für alle Gebirgsorte größer als für Weißenau im Alpenvorland. Es wird die Vermutung ausgesprochen, daß das Zusammenwirken von Gebirgs-Stau und Nachbarschaft eines größeren Sees dafür die Voraussetzungen schafft. Nimmt man andere Gebirgsorte ohne Seen hinzu, dann wird wahrscheinlich für diese eine geringere Häufigkeit langer Gewitter herauskommen.

3.4. Blitzeigenschaften der Alpengewitter

Nun noch ein Ergebnis, welches mit Hilfe unserer Spherics-Registrierungen gewonnen wurde. Bei der Absicht, die Reichweite der Spherics-Zähler mit den Amplituden-Schwellwerten 1 V/m und 0,24 V/m zu bestimmen, wurde angenommen, daß die Amplitude der elektromagnetischen Impulse bei 3 kHz mit der Entfernung vom Ursprungsort, also vom Blitz, nach einer empirisch gefundenen Funktion nach PIERCE (3) abnehmen würde. Nachdem die Reichweite des unempfindlichen Zählers zu etwa 250 km bestimmt worden war, wurde geprüft, ob entsprechend dem Schwellenverhältnis 1:0,24 und der PIERCE-Funktion die Reichweite des Mittelbereichzählers 730 km betragen würde. Die Methode dieser Prüfung war dieselbe wie die der Reichweitenbestimmung: es wurden die stündlich empfangenen Impulse verglichen mit der Zahl der in der Wetterkarte eingetragenen bzw. vom englischen Spherics-Peilnetz georteten Gewitter, welche im Umkreis um Weißenau in bestimmten Entfernungsbereichen auftraten. Je nachdem, ob im Umkreis von 250 bzw. 730 km 0, 1, 2 oder mehr Gewitter im Gange waren, wurden die zum selben Termin registrierten Spherics der Gewitterzahl zugeordnet. Das Ergebnis zeigt die Abb. 3. Die große Streuung der Punkte, von denen jeder zu einem Stundentermin gehört, ist verständlich wegen der großen Unterschiede der Gewitter- bzw.

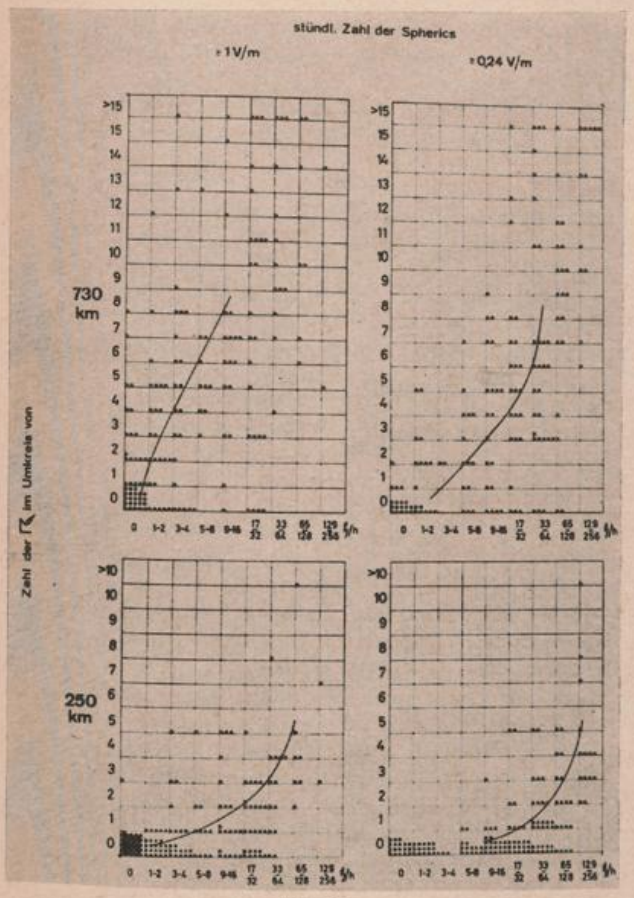


Abb. 3
Zusammenhang zwischen stündlicher Spherics-Zahl (Abszisse) mit Amplituden ≥ 1 V/m (linke Hälfte) und ≥ 0,24 V/m (rechte Hälfte) und der Zahl der im Umkreis von 730 km (oben) bzw. 250 km (unten) gleichzeitig georteten Gewitter.

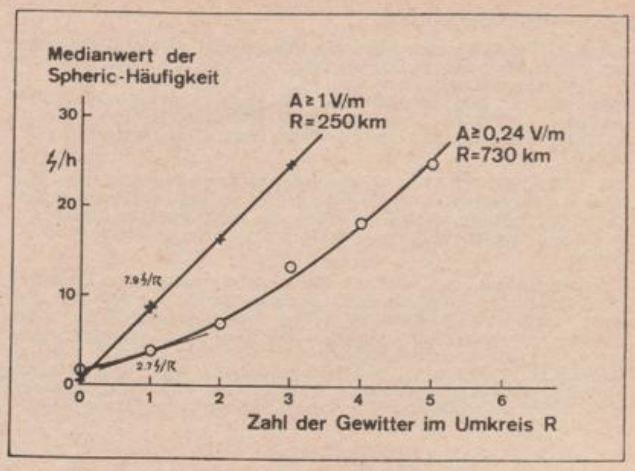


Abb. 4
Zahl der im Umkreis von R = 730 bzw. 250 km georteten Gewitter im Zusammenhang mit der Häufigkeit registrierter Spherics mit verschiedenen Amplitudenschwellenwerten A ≥ 0,24 bzw. ≥ 1 V/m.

Blitzintensitäten. Trotzdem lassen sich doch Kurven für mittlere Verhältnisse zeichnen. Diese Kurven sind für sich nochmals in der Abb. 4 wiedergegeben. Daraus kann man ablesen, daß für den unempfindlichen 250-km-Bereich etwa 8 Blitze pro Stunde beim Vorhandensein eines Gewitters, 16 Blitze pro Stunde bei 2 Gewittern etc. empfangen werden. Anders im 730-km-Bereich: Hier kommen nur ca. 2,7 Impulse/Std. an, wenn 1 Gewitter geortet wurde, ca. 5/h wenn 2 Gewitter geortet wurden usw.

Wir haben versucht, diese Diskrepanz zu deuten. Als Erklärung bietet sich der Einfluß des Hochgebirges auf die Art der Blitze an. Man weiß, daß im Durchschnitt von 4 Blitzen 3 von Wolke zu Wolke und einer von Wolke zur Erde gehen und daß im 3-kHz-Bereich die Spherics dieser Erdblitze günstigere Ausbreitungsbedingungen zwischen Ionosphäre und Erde vorfinden, also mit anderen Worten, Spherics über größere Entfernungen hauptsächlich von Erdblitzen stammen. Wir vermuten nun, daß über dem Hochgebirge das Verhältnis Erdblitze zu Wolkenblitze größer ist als über niedrigem Gelände, weil die Wolken und deren elektrische Ladungen den Bergspitzen näher sind. Da nun der 250-km-Bereich um Weißenau fast zur Hälfte von den Alpen eingenommen wird, der 730-km-Bereich aber nur zu einem Zehntel, würde unser oben erwähnter Befund durch die im Gebirge häufiger vorkommenden Erdblitze seine Erklärung finden. Es wäre interessant, direkte Auszählungen von Erd- und Wolkenblitzen im Hochgebirge zu machen und das Ergebnis zu erfahren.

(1) MÜHLEISEN, R.; TAKEUTI, T.; FISCHER, H.-J.: Bestimmung der Zahl, Entfernung und Aktivität von Gewitterzellen aus Registrierungen der Spheric-Häufigkeit. Met. Rdsch. 4 (1970) S. 110–113.

(2) HEYDT, G.: Techn. Bericht Nr. 90 Heinrich-Hertz-Inst. f. Schwingungsforsch., Berlin-Charlottenburg (1966).

(3) PIERCE, E. T.: Atmospherics as Indicators of world wide thunderstorm activity. Tag.-Ber. Luftelektr. im AGI, Aachen (1957) S. 28–37.

Diskussionsbemerkungen

F. LAUSCHER: Bei Locarno erlebte ich zweimal Gewitter von zwölf Stunden ununterbrochener Dauer. — Die Gewitter in den Alpentälern sind von sehr verschiedener Stärke. Es kommen aber auch schwerste Gewitter mit einer großen Blitzzahl vor. — Kleine Seen (und Flüsse) hemmen die Gewittertätigkeit eher, als daß sie sie durch Feuchtenachschub begünstigen.

R. MÜHLEISEN: Die beiden ersten Bemerkungen von einzelnen Gewittererlebnissen passen gut zu den auf statistischer Basis gefundenen Angaben über die mittlere Gewitterdauer. Auf die dritte Bemerkung von Herrn Lauscher ist zweierlei zu sagen:

Es ist richtig, daß die mit einer Front ziehenden Gewitter an Flüssen und querliegenden Seen gebremst werden. Die Ursache darf wohl einfach in der geringen Labilität der über Wasser lagernden Luft gesehen werden. Andererseits aber kann man am Bodensee, besonders an seinem Ostende und bei Lugano und Locarno häufig beobachten, daß insbesondere Abend- und Nachtgewitter stundenlang anhalten, während andere Gebiete längst ruhig geworden sind. In diesen Fällen, wo die Luft über Land durch nächtliche Abkühlung stabiler wird, sorgt sicherlich Wassertemperatur und hoher Wassergehalt der Seeluft für die Aufrechterhaltung der Labilität.

H. v. RUDLOFF: In den schweizerischen Jahrbüchern werden die Gewitter nicht, wie in Deutschland, ausgezählt. In den Tabellen finden sich nur die „Nahgewitter". Die Ferngewitter sind extenso im Anhang in der Beschreibung der Einzelereignisse der Stationen enthalten. Seit 1961 werden beide Tabellen parallel veröffentlicht. So treten in Basel pro Jahr rund 15 Nahgewittertage, aber 29 Gewittertage nach deutscher Definition auf. Einzelgewitter stellen sich sogar rund 45 ein. Man muß ferner berücksichtigen, daß an synoptischen Stationen rund ein Drittel mehr an Gewittertagen notiert werden als an den Klima- oder gar Niederschlagsstationen.

R. MÜHLEISEN: Da uns bekannt war, daß in der Schweiz zwischen Nahgewitter und Ferngewitter unterschieden wird, haben wir bei der Auswertung nur die „Nahgewittertage" der Klimastationen aus den Jahrbüchern 1960 bis 1968 verwertet.

R. REINHARDT: Auf Grund von Radar-Beobachtungen kann bestätigt werden, daß die Gewitterdauer von Zellen über Tälern im Zentralalpengebiet kürzer ist als die am Alpenrand.

R. REITER und R. SLÁDKOVIČ

DK 551.511.6 : 551.551.8

Ergebnisse mehrjähriger Austausch-Forschungen im Hochgebirge

Zusammenfassung

Mittels Hochgebirgsstationen in 730 m (Tal), 1780 und fast 3000 m (NN (= Wank- und Zugspitzgipfel) und zu diesen Gipfeln führenden Seilbahngondeln mit Meßfühlern und Fernübertragungsanlagen werden seit längerer Zeit fortlaufend Messungen der Aerosolkonzentration ausgeführt. Sowohl die an den Stationen gewonnenen Meßwerte als auch die mit den Gondel-Sonden gewonnenen vertikalen Aerosolprofile werden benutzt, um den vertikalen Austauschkoeffizienten und seine Abhängigkeit von der Höhe zu berechnen. Die so gewonnenen Profile der Austauschintensität, insbesondere deren Feinstruktur in Schichten bis minimal 50 m Dicke, werden zu den zur gleichen Zeit und im gleichen Raum gewonnenen aerologischen Daten in Beziehung gesetzt. Wechselseitige Verknüpfungen – sowohl unter stationären Zuständen als auch während dynamischer Vorgänge – werden an Hand von charakteristischen Profilen und statistischen Auswertungen besprochen.

Abstract

For an extended period of time, continuous recordings of aerosol concentration have been made, with the aid of high mountain stations at 730 m a.s.l. (valley floor), 1780 m a.s.l. (Wank peak), and almost 3000 m a.s.l. (Zugspitze peak), as well as cable cars running to these peaks, equipped with sensors and telemetry systems. Both the recorded data obtained at these stations, and the vertical aerosol profiles obtained with the cable car radiosondes, are used for computing the vertical exchange coefficient and its dependence upon altitude. The profiles of exchange intensity thus obtained, particularly their fine structure in layers of not less than 50 m thickness, are brought in relation to the aerological data simultaneously obtained in the same area. Any interrelations – both under stationary conditions, and during dynamic processes – are discussed on the basis of typical profiles and statistical evaluation.

1. Problemstellung, Verfahren und lokale Bedingungen

Die entscheidende Bedeutung von Kenntnissen über die vertikalen Austauschprozesse und ihre Steuerung durch meteorologische Zustandsgrößen als Schlüssel zum Verständnis von Aerosolverteilung und Aerosoltransport in der Atmosphäre steht heute außerhalb jeder Diskussion. Messungen der Austauschbedingungen über Schichten von mehr als einigen 100 m Dicke liegen nur spärlich vor oder umfassen kurze Zeiträume bzw. wenige Einzelmessungen. Im alpinen Raum bieten sich jedoch günstige Bedingungen, solche Untersuchungen über große Höhendifferenzen und lange Zeiträume durchzuführen, und wir haben versucht, sie in verschiedener Weise zu nutzen.

Die vorliegende Arbeit soll unter Verzicht auf alle methodischen Details eine Auswahl aus den Ergebnissen unserer Untersuchungen in konzentrierter Form wiedergeben:

Nur so viel sei kurz zu den angewandten Methoden gesagt:

Die quantitative Erfassung des vertikalen Austausches erfolgt *direkt durch Messung von Aerosolkonzentrationen* zum einen in 3 verschiedenen festen Höhen, zum anderen unmittelbar als Funktion der Höhe, und durch Berechnung der Austauschkoeffizienten aus den so erhaltenen vertikalen Konzentrationsgradienten. Diese werden zu meteorologischen Größen aus denselben Schichten oder Niveaus in Beziehung gesetzt. Die Untersuchungen werden seit mehreren Jahren an 3 benachbarten Hochgebirgsstationen ausgeführt, welche die untere Troposphäre zwischen 730 und 3000 m NN in zwei etwa gleichdicke Schichten unterteilen und dabei horizontal relativ nahe beieinander liegen (Stationen G = Garmisch-Partenkirchen mit 730 m NN, Gipfelstationen W = Wank und Z = Zugspitze in Abb. 1).

Messungen an Bergstationen — oder im Gebirge überhaupt — bieten viele praktische Vorteile gegenüber der Verwendung von frei beweglichen Sondenträgern. Immerhin muß man aber auch bedenken, daß selbst hochgelegene Gipfelstationen Stationen an der Erdoberfläche sind, also Störungen ausgesetzt sein können, die durch sie hervorgerufen sind. Dieser Tatsache sind wir uns jedoch stets bewußt und berücksichtigen sie bei unseren Auswertungen. Aus unseren vieljährigen Erfahrungen können wir ableiten, daß allgemeingültige Ergebnisse im Gebirge dann gewonnen werden können, wenn folgende Punkte bedacht werden:

a) Einbeziehung aller in Frage kommenden atmosphärischen Größen in das Meßprogramm an den Stationen,

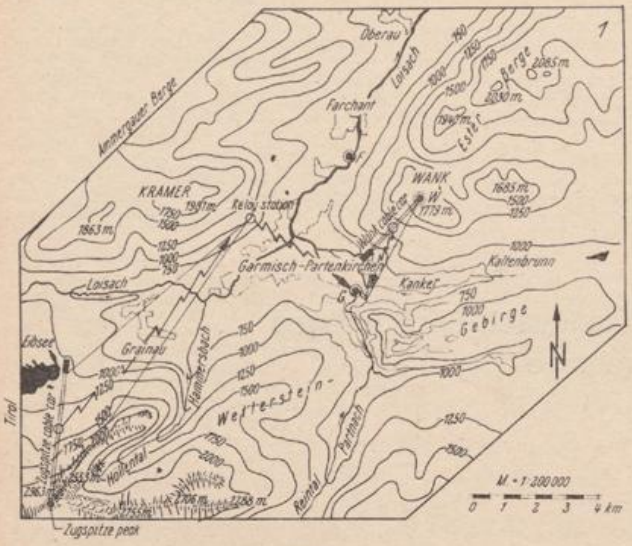


Abb. 1
Die Stationen (Z, W) des Instituts (G) und seine Fernübertragungsanlagen. Die Signale der Geräte in den Zugspitzbahn- und Wankbahn-Gondeln werden an G registriert und mittels Computer verarbeitet.

b) sorgfältige Analyse und Sonderbetrachtung aller jener Phänomene, die auf Grund des gesamten Datengutes als lokalbedingt erkannt sind oder im Verdacht stehen,

c) hinreichend lange Dauer (mindestens mehrere Jahre) der Messungen, verbunden mit sorgfältigen persönlichen Beobachtungen.

Damit ist nicht gesagt, daß Erscheinungen nach b) generell uninteressant seien. Sie gehören vielmehr zu den Besonderheiten des alpinen Klimas oder Wetters und stellen eine wertvolle Kategorie für sich dar.

Unsere Aufgabe im Rahmen der Austauschforschung sehen wir darin, hinreichend sichere Beziehungen zwischen der meteorologischen Feinstruktur einerseits und der vertikalen Austauschintensität andererseits abzuleiten. Aerologische Struktur und Aerosolaustausch in ein und demselben Luftvolumen. Dadurch wird in gewisser Weise die Frage nach dem Einfluß lokaler „Störungen" belanglos, da diese ja auf dem Wege über die berücksichtigten meteorologischen Größen sinnvoll mit einbezogen werden.

1.1. Meßverfahren

Zwei voneinander unabhängige Verfahren werden gleichzeitig angewandt, nämlich

1) Messung der RaB-Konzentration der Luft in 730, 1780 und 2964 m NN an den alpinen Observatorien Garmisch-Partenkirchen, Wankgipfel und Zugspitzgipfel des Instituts. Die *mittleren*, aus RaB-Messung an den 3 Stationen berechneten vertikalen Austauschkoeffizienten bezeichnen wir mit A_u bzw. A_o für die Schichten 700—1800 m bzw. 1800—3000 m. A wird immer in g cm^{-1}sec^{-1} angegeben. Der Vergleich dieser mittleren A-Werte erfolgt in der Regel mit den mittleren Temperaturgradienten in diesen Schichten. Literatur mit methodischen Details und früheren Ergebnissen siehe (1)—(13).

2) Registrierung der elektrischen Leitfähigkeit der Luft als Funktion der Höhe. Sie ist im wesentlichen eine Funktion der Kleinionenkonzentration in der Luft. Diese hängt ab von der Ionisationsstärke und der Zahl der Aerosolpartikel pro Volumeneinheit. Wenn also die Luftleitfähigkeit bekannt ist — und sie läßt sich relativ bequem und genau messen — so kann daraus unter bestimmten Voraussetzungen die Aerosolkonzentration berechnet werden, wenn, was hier der Fall ist, die Ionisierungsstärke bekannt ist oder gemessen wird. Profile der Luftleitfähigkeit liefern also Profile der Aerosolkonzentration (14) und damit des vertikalen Austauschkoeffizienten, wenn man gleichzeitig die Koagulationsgeschwindigkeit des Aerosols berücksichtigt; meßtechnische und mathematische Details siehe (11), (12), (13), (14). Mit Hilfe programmierter Computeranlagen lassen sich alle benötigten Endwerte, z. B. differentielle Austauschkoeffizienten über beliebige Höhenintervalle, automatisch berechnen.

Um derartige Profile des Austauschkoeffizienten zu erhalten, haben wir in je einer der zwischen G und W bzw. zwischen Eibsee und Z verkehrenden Seilbahngondeln*) (s. Abb. 1) Geber eingebaut, welche folgende Größen**) erfassen:

Temperatur des trockenen und feuchten Thermistors, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, positive und negative polare Luftleitfähigkeit, Potentialgradient. Die Aufzeichnung erfolgt durch Funk-Fernübertragung am Institut in Garmisch-Partenkirchen jeweils als Funktion des Luftdruckes an den Gondeln während sie sich vom Tal zum Berggipfel bewegen.

1.2. Lokale Bedingungen

Schon unsere früheren Untersuchungen an den Wankbahngondeln (10), (11), (12) haben gezeigt, daß der Einfluß des Hangklimas relativ gering ist: Inversionen z. B. schneiden u. U. den Hang mit voller Schärfe an. Strahlungsbedingte Hangkonvektion andererseits beeinflußt die Ergebnisse, sie gelten eben dann für Fälle mit Thermik und sind somit ebenfalls von Bedeutung.

Besonders günstige Verhältnisse bietet die Seilbahn zur Zugspitze. Ihre Seile ruhen auf nur 2 Stützen und von der oberen (1500 m) bis zum Gipfel verläuft sie frei in relativ großer Entfernung von den schroffen, wenig besonnten und nach NW orientierten Felswänden (Abb. 2).



Abb. 2
Der obere Teil der Zugspitzbahn-Trasse, welcher frei in großer Höhe über dem Gelände hinwegführt.

*) Den Direktionen der beiden Bahnen haben wir sehr für das großzügige Entgegenkommen zu danken, den Einbau und Betrieb unserer Geräte zu gestatten.

**) Mit „klassischen" Geräten wurden schon vor Jahrzehnten meteorologische Messungen an Seilbahngondeln ausgeführt (15), (16), (17).

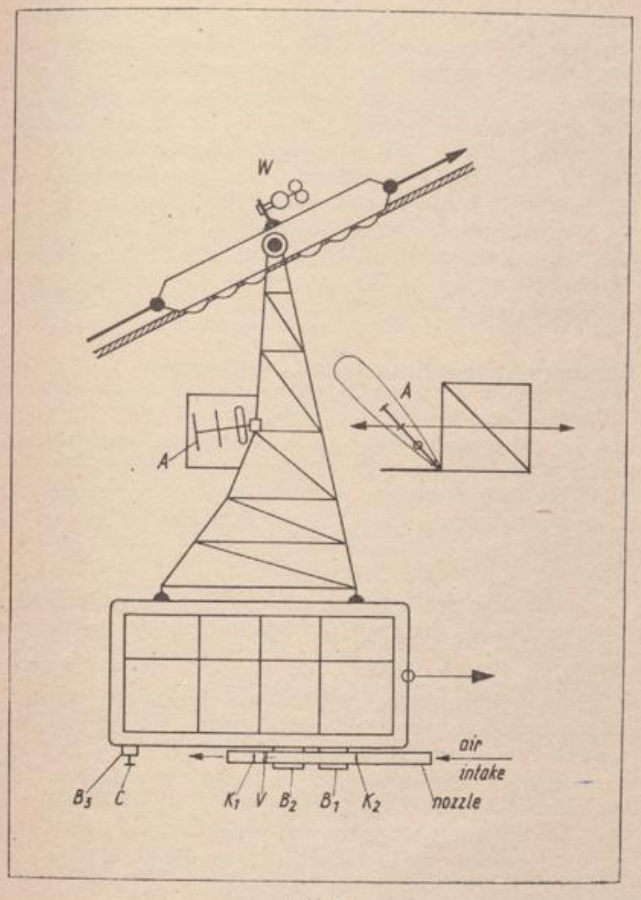


Abb. 3
Gondel mit den Geräten, schematisch; W: Anemometer; A: Sende-Antenne; Klappen K verschließen im Stand automatisch die Zugänge zu den Luftprobenehmern B. C: radioaktiver Kollektor zur Messung des Potentialgradienten.

Auf Abb. 3 ist schematisch die Gondel mit Einbauten dargestellt. Wichtig ist, daß die Meßluft bei der Bewegung der Gondel zum Berg in die Meßgeräte eintritt, noch bevor sie Kontakt mit dem Gondelkörper haben und durch ihn beeinflußt werden kann.

Schließlich sei an wenigen Beispielen (Abb. 4, 5, 6) gezeigt, mit welcher Schärfe sich in den Tälern, die von unseren Gondel-Sonden durchfahren werden, Dunstschichten als Studienobjekte ausbilden, und zwar nicht nur weit ab von den Hängen in größeren Höhen (Abb. 4, Dunstgrenzen wenige 100 m unter dem Zugspitzgipfel), sondern auch in mittleren Niveaus (Abb. 5) und in geringeren Höhen (Abb. 6, von der Zugspitzbahngondel aus in Richtung zum Wank gesehen). Hier haben wir den Fall, daß ein und dasselbe Schichtungssystem mit unseren b e i d e n Gondel-Sonden durchfahren wird.



Abb. 4
Scharfe Dunstobergrenze in 2550 m NN, unabhängig von Struktur und Höhe der Berge, Blick vom Zugspitzgipfel nach Süden in die Zentralalpen.



Abb. 5
Mehrfache Dunstschichtung im mittleren Niveau; Blick auf das Zugspitzmassiv in Richtung SSW. Höhe 1900 m NN.



Abb. 6
Scharf ausgeprägte Haupt-Dunstobergrenze (1000 m NN) mit darüberliegenden weiteren Dunstschichten. Blick von der Zugspitzbahn-Gondel zum Wankgipfel.

Es ergeben sich dabei interessante Aufschlüsse unter welchen Bedingungen Homogenität über dem gesamten Talraum herrscht (wie in Abb. 6), oder wann und wodurch es durch lokale Zerstörungen der Struktur kommt. Abb. 5 und 6 sind auch gute Beispiele für Mehrfach-Schichtungen, denen — auch in Bezug auf ihr Werden und Vergehen — besondere Bedeutung zukommt. Gerade Auf- und Abbau, Tagesgänge, jahreszeitliche Einflüsse sollen studiert werden.

2. Beziehungen zwischen dem mittleren Austauschkoeffizienten und dem mittleren Temperaturgradienten in den Schichten 700/1800 und 1800/3000 m NN.

2.1. Schönwettertage der Jahre 1967 und 1968

Wir benutzen hier das gesamte Datengut der Jahre 1967 und 1968 unter folgenden Voraussetzungen: keine der Stationen in Nebel, keine Niederschläge; wenn, dann nur hohe Bewölkung mit nicht mehr als etwa $^5/_{10}$ Bedeckung. Wir betrachten die Beziehung zwischen den

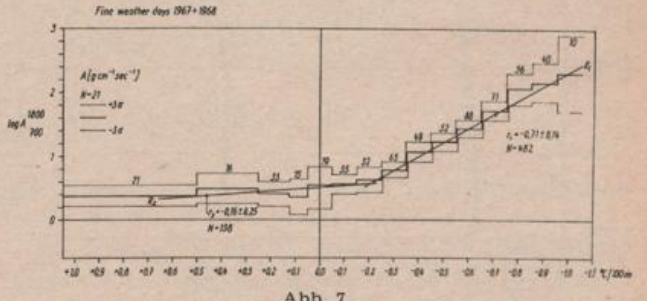
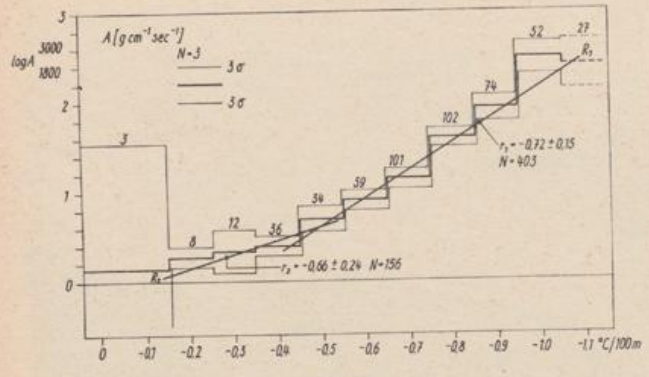


Abb. 7
Beziehung zwischen Austauschkoeffizient A in der Schicht 700/1800 m NN und mittleren Temperaturgradienten (in °C/100 m) in der gleichen Schicht, N = Zahl der Fälle, dick ausgezogen: Intervallmittelwerte, dünne Linien = 3σ-Bereiche, R_1, R_2 Regressionslinien mit zugehörigen Korrelationskoeffizienten; nur Schönwettertage der Jahre 1967 und 1968.



Abbb 8
Wie Figur 7, Schicht zwischen 1800 und 3000 m NN, nur Schönwettertage der Jahre 1967 und 1968.

mittleren Temperaturgradienten in den Schichten 700/1800 und 1800/3000 m (Gradient negativ, wenn Temperatur mit der Höhe abnimmt), und den zugehörigen mittleren Austauschkoeffizienten A_u bzw. A_o mit Berücksichtigung der 3σ-Streuung (Abb. 7, 8). Die Abbildungen enthalten außerdem je 2 Regressionslinien, welche die Verteilung der Einzelwerte repräsentieren. Ihnen sind folgende Korrelationskoeffizienten (rz = Zufalls-Höchstwert von r) zugeordnet:

Schicht 700/1800 m	Schicht 1800/3000 m
$r_1 = -0{,}71$; $rz = \pm 0{,}14$	$r_1 = -0{,}72$; $rz = \pm 0{,}15$
$r_2 = -0{,}16$; $rz = \pm 0{,}25$	$r_2 = -0{,}66$; $rz = \pm 0{,}24$.

Der Korrelationskoeffizient r_2 der Schicht 700/1800 m zeigt daß im Bereich ausgeprägter Stabilität keine direkte Beziehung mehr zwischen A_u und dem mittleren Temperaturgradienten besteht. In eben diesem Bereich ist die herrschende Stabilität durch den niedrigen Wert $A_u < 7$ ausreichend charakterisiert. Die übrigen 3 Korrelationskoeffizienten sind hoch und statistisch einwandfrei gesichert. Wir können daraus den Schluß ziehen, daß über weite Bereiche des mittleren Temperaturgradienten in einer relativ dicken Schicht der unteren Troposphäre der mittlere Austauschkoeffizient durch den Temperaturgradienten definiert ist und diese Funktion zur Ermittlung des gesuchten A-Wertes benutzt werden kann.

2.2. Betrachtete Schicht mit Wolken erfüllt

Unsere Auswertungen haben gezeigt (10), (11), (12), daß die gefundenen Beziehungen zwischen Temperaturgradient und Austauschkoeffizient auch innerhalb von Wolkenschichten gelten, wenn die latente Kondensationswärme entsprechend berücksichtigt wird, siehe (11), (12).

3. Ergebnisse aerologischer Messungen, ausgeführt mit den Daten-Fernübertragungsanlagen an Seilbahngondeln.

Bevor allgemeinere Ergebnisse dargelegt werden können, erscheint es notwendig, einige Einzelbeispiele unserer Sondierungen zu besprechen (Zahl der bis jetzt ausgeführten und größtenteils numerisch ausgewerteten Meßfahrten: Wankbahn = 3400, Zugspitzbahn = 600). Sie sollen auch zeigen, auf welche Weise ihre Auswertung erfolgte und welche Schlüsse diese zulassen.

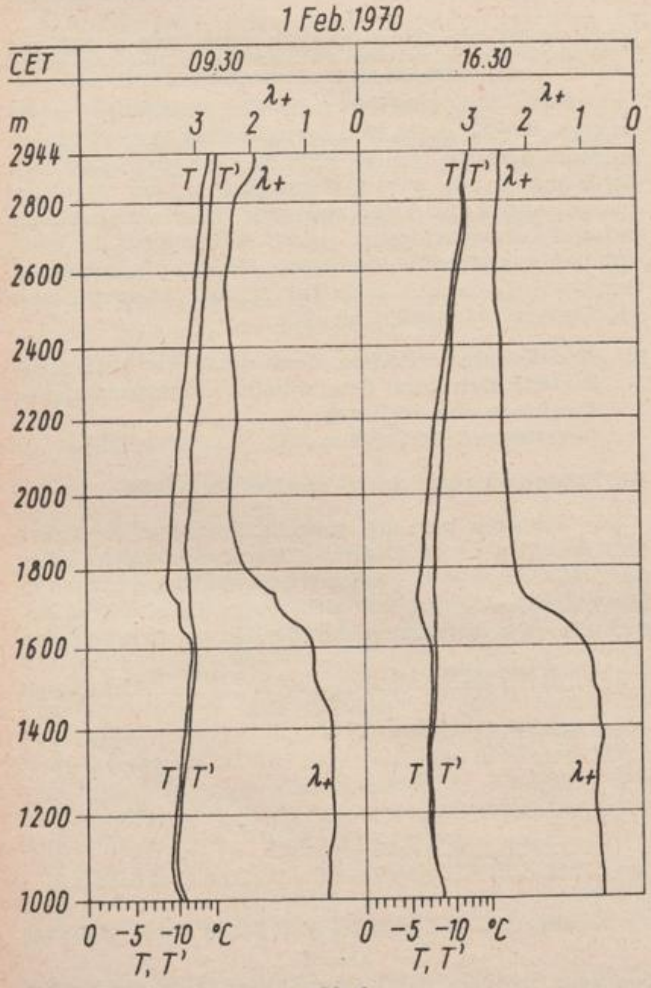


Abb. 9
Profile der trockenen und feuchten Temperatur (T, T') und der positiven Luftleitfähigkeit λ_+ (in 10^{-16} Ω^{-1} cm^{-1}); zwei Meßfahrten mit der Zugspitzbahn-Anlage an einem Tag mit winterlicher Inversion.

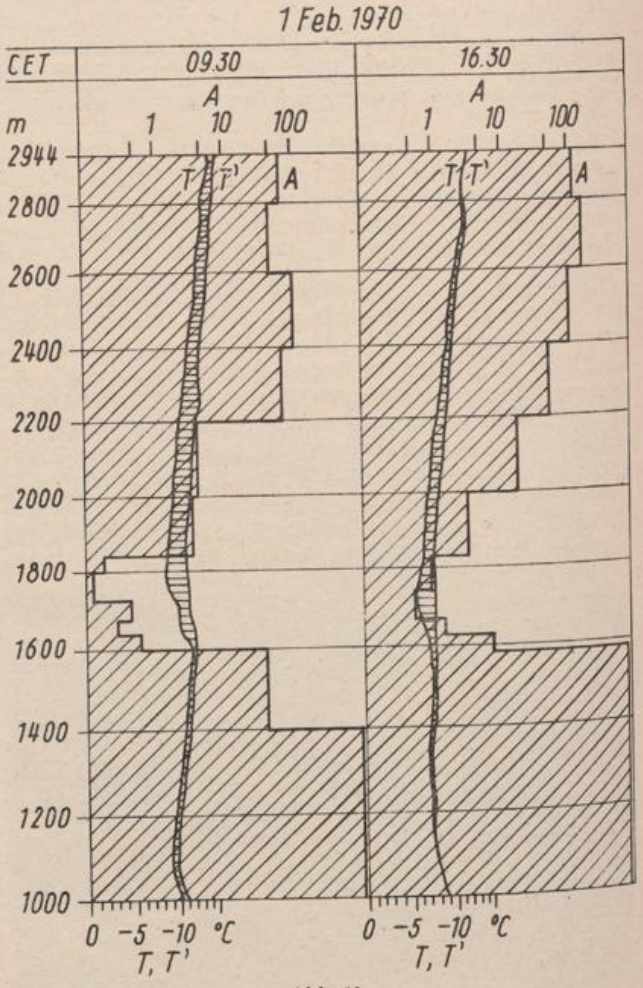


Abb. 10
Auswertung zu Abb. 9: differentieller vertikaler Austauschkoeffizient A (in g cm^{-1} sec^{-1}), zusammen mit T, T'.

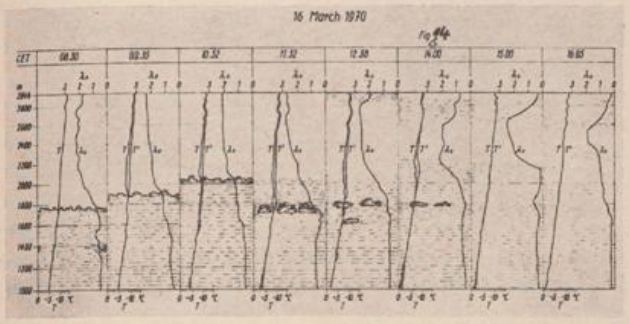


Abb. 11
Wie Abb. 9, Fall mit mehrfacher Schichtung und vertikalen Veränderungen. Dunststärken durch horizontale Strichelung angedeutet.

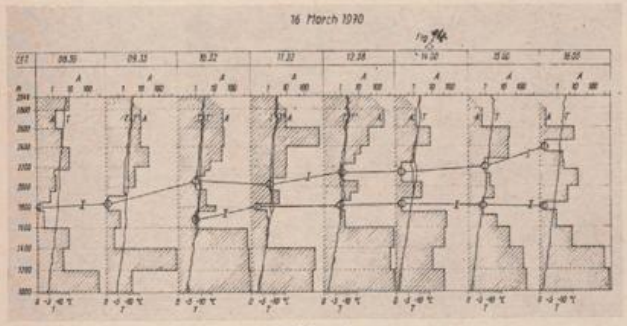


Abb. 12
Auswertung zu Abb. 11; differentielle vertikale Austauschkoeffizienten.

tinuierlichen Höhenverlauf der Lufttemperatur T (Abb. 10, 12, 14).

Die kontinuierlichen Kurven von λ_+ und T,T' sollen zeigen, daß beim Durchstoßen von Inversionen von unten nach oben die Luftleitfähigkeit exakt über den eigentlichen Inversionsbereich hinweg ansteigt.

Das tritt bei der winterlichen Inversion vom 1. Febr. 1970 (Abb. 9) sehr klar in Erscheinung. Am Morgen spie-



Abb. 13
Blick vom Wank zur Zugspitze am 16. 3. 1970 (Abb. 11/12) um 14.00 zwischen Dunstschicht unter dem Betrachter und absinkendem Ac darüber.

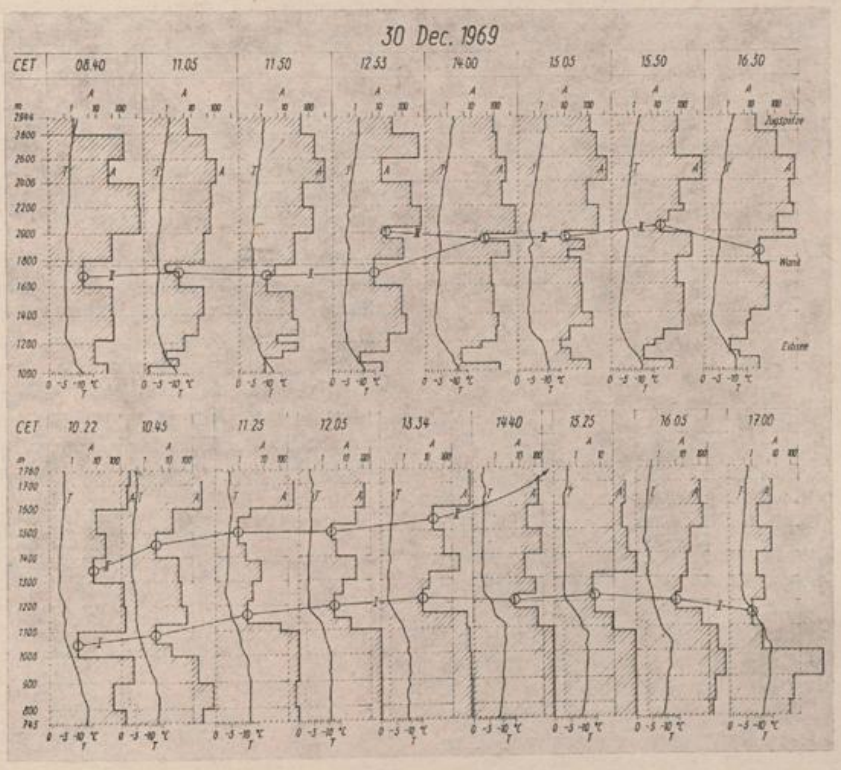


Abb. 14
Beispiel für den Vergleich der Ergebnisse beider Meßsysteme (Zugspitzbahn = obere, Wankbahn = untere Zeile).

3.1. Einzelbeispiele von Sondierungen und ihren Auswertungen

Die Abb. 9—12 und 14 enthalten:

a) kontinuierlichen Verlauf von Trocken (T)- und Feucht (T')-Temperatur und von positiver polarer Luftleitfähigkeit λ_+ (Abb. 9 und 11),

b) über direkte Höhenintervalle den mittleren Austauschkoeffizienten AN (in g cm^{-1}sec^{-1}), dazu den kon-

gelt sich sogar die Doppelinversion in allen Einzelheiten im Verlauf der Luftleitfähigkeit wider.

Abb. 10 zeigt das aus den Leitfähigkeitsprofilen abgeleitete Profil des schichtweisen — differentiellen — Austauschkoeffizienten. Die hohe Sperrwirkung der morgendlichen Doppelinversion kommt in 2 Minima von A zwischen 1600 und 1800 m NN deutlich zum Ausdruck. Bis zum Abend hat die Sperrwirkung etwas nachgelassen, und es gibt nur noch eine einzige Inversion bei

1700 m NN. Offensichtlich stehen, wie wir noch sehen werden, Steilheit des inversen Temperaturgradienten und Austauschkoeffizient in direkter Beziehung zu einander. Am Nachmittag nimmt A über der Sperre monoton mit der Höhe bis 3000 m NN zu.

Einen etwas komplizierteren, aber ebenfalls sehr instruktiven Fall zeigt die Entwicklung der Schichtungsverhältnisse am 16. März 1970 (Abb. 11, 12). Zunächst zeigt uns Abb. 11, daß die λ_+-Profile charakteristische Strukturen dort erkennen lassen, wo Dunstgrenzen liegen bzw. wo der Temperatur- oder/und Feuchte-Gradient eine Strukturstelle aufweist. Die kräftig ausgebildete Dunstgrenze I, die am Morgen durch einen extrem niedrigen A-Wert charakterisiert ist (Abb. 12), steigt am Vormittag von 1750 bis 2050 m NN. Dann bleibt sie — bis zum frühen Nachmittag — in annähernd gleichbleibender Höhe (I in Abb. 12). Am Spätnachmittag erfährt sie erneut eine Anhebung, wobei sich gleichzeitig die Sperrwirkung wieder erhöht (niedriger A-Wert in 2000 m NN um 16.05 MEZ). Eine ab Mittag aus größerer Höhe absinkende Schichtbewölkung quetscht schließlich bis zum Nachmittag die verbleibende Schicht mit relativ hoher Luftleitfähigkeit immer mehr zusammen, bis sie schließlich nur mehr 200 m Dicke aufweist. Abb. 13 zeigt eindrucksvoll die Horizontalschicht in etwa 1800 m NN zwischen der Schichtbewölkung, in die die Zugspitze eben eintaucht (14.00), und der Dunstobergrenze. Interessant ist weiterhin, daß sich gegen Mittag in 1800 m NN eine zweite Dunstgrenze (Dunststufe) ausbildet, die auch durch Cu hum markiert ist. Diese Sperre II weist — wie Abb. 12 zeigt — ebenfalls sehr niedrige A-Werte auf. Sie verbleibt — im Gegensatz zu I — in konstanter Höhe. Das eben besprochene Tagesbeispiel führt vor Augen, wie mit Hilfe der angewandten meßtechnischen und rechnerischen Verfahren das dynamische Verhalten komplexer Strukturen der meteorologischen Parameter und der vertikalen Aerosolverteilungen erfaßt und verwertet werden kann.

Wir schließen die Einzelbetrachtungen mit einem Blick auf Abb. 14 ab. Sie ist deshalb von besonderer Bedeutung, weil sie zeigt, wie gut sich die Ergebnisse beider Sondierungsanlagen (Wank- und Zugspitzbahn) gegenseitig ergänzen. Die obere Bildzeile enthält die Sondierungsergebnisse mit der Zugspitzbahn, die untere die mit der Wankbahn (es sind die Profile von T und A aufgetragen). Es bestehen zwei Sperrschichten. Die tieferliegende (I) wird von der Wank-Anlage den ganzen Tag über erfaßt, ihre Höhe steigt vom Morgen zum späten Mittag von 1050 bis 1250 m NN an und fällt am Spätnachmittag wieder um 150 m ab. Diese Sperrschicht ist auch zwischen 1000 und 1200 m NN der Zugspitzbahn-Registrierungen zu erkennen, jedoch hat sie dort den Charakter einer der erhöhten Talsohle aufliegenden Bodeninversion und läßt die mittägliche Anhebung vermissen. Eine zweite Sperrschicht (II) zeigt die Wank-Anlage morgens bei nahe 1400 m NN an. Sie steigt bis zum frühen Nachmittag auf über 1800 m NN an und wird dann nicht mehr von der Wank-Anlage erfaßt. Diese Schicht II ist auf den Registrierungen der Z-Anlage ebenfalls deutlich zu erkennen, ebenso wie ihre Vertikalbewegung: auch nach den Z-Registrierungen liegt die Schicht II am frühen Nachmittag über 1800 m NN. Sie erreicht vorübergehend 2050 m und fällt später auf 1850 m NN ab. Die Ergebnisse der Sondierungen beider Anlagen, deren horizontale Entfernung rund 14 km beträgt, stimmen also befriedigend miteinander überein. Auf weitere Einzelheiten hier einzugehen oder weitere Beispiele zu besprechen, ist nicht möglich.

3.2. Einige statistische Ergebnisse

Die statistische Bearbeitung der sehr großen Datenmasse ist erst im Gange. Es können jedoch einige vorläufige Ergebnisse mitgeteilt werden.

Bei der Bearbeitung hat sich erwiesen, daß das Datengut nach Klassen zu ordnen ist. Wir beschränken uns hier auf zwei derselben.

Die eine ist dadurch charakterisiert, daß sich in den aerologischen Daten keinerlei auffallende Strukturen finden lassen, vor allem keine Inversionen. Setzt man dann die differentiellen vertikalen Austauschkoeffizienten A in Beziehung zu den mittleren Temperaturgradienten G_T im gleichen Höhenintervall (Schritte nie größer als 200 m), dann erhält man die Beziehung in Abb. 15. Sie ist den Abb. 7 und 8 sehr ähnlich. Auf einige

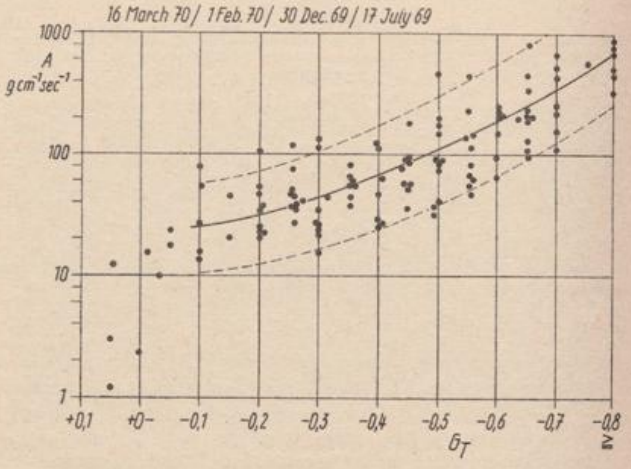


Abb. 15
Beziehung zwischen vertikalem differentiellen Austauschkoeffizienten A und mittlerem vertikalen Temperaturgradienten G_T in jeweils derselben Schicht (Dicke nicht über 200 m); nur Fälle ohne aerologische Strukturen. G_T ist negativ, wenn Temperatur mit der Höhe fällt.

Unterschiede kann hier nicht näher eingegangen werden (s. 13). Sie kann, nach weiterer Sicherung und Präzisierung durch ein weitaus größeres Material benutzt werden, um aus Daten meteorologischer Temps die Austauschverhältnisse abzuleiten.

Die Zweite Klasse ist durch das Vorhandensein von Inversionen charakterisiert. Trägt man die differentiellen A-Werte, gültig ausschließlich für die Inversionsschicht selbst (Höhenintervall je nach Fall zwischen 30 und maximal 200 m), gegen die inversen Temperaturgradienten G_T in denselben Schichten gegeneinander auf, so erhält man Abb. 16. Sie zeigt eine verhältnismäßig stramme Beziehung, wobei, darauf ist besonders hinzuweisen, die Daten der Wank-Anlage völlig mit

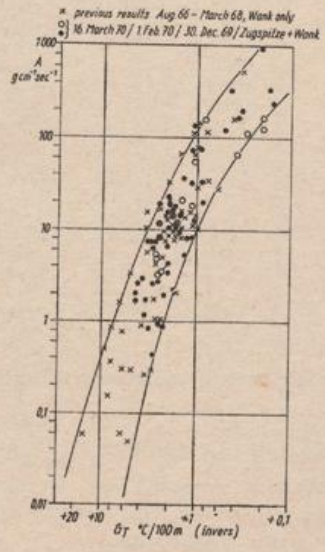


Abb. 16
Beziehung wie Abb. 15, jedoch nur gültig für Inversionsschichten.

denen der Zugspitz-Anlage übereinstimmen und sie außerdem von der Höhe über NN der Schicht unabhängig sind. Schon hieraus folgt, daß das Ergebnis weitgehend repräsentativ und unabhängig von lokalen Bedingungen ist.

Schließlich dürfte es interessant sein zu klären, wie sich dynamische Vorgänge und Variationen im Tagesverlauf relativ zum Rahmen der Grundbeziehung von Abb. 16 vollziehen.

Wir betrachten zunächst den Fall, daß eine bestehende Inversion vom Morgen an durch Sonneneinstrahlung zunehmend „aufgeweicht" wird, sie sich aber am Spätnachmittag wieder regeneriert. Der Zeitverlauf eines solchen Prozesses ist in Abb. 17 auf dem Hintergrund der

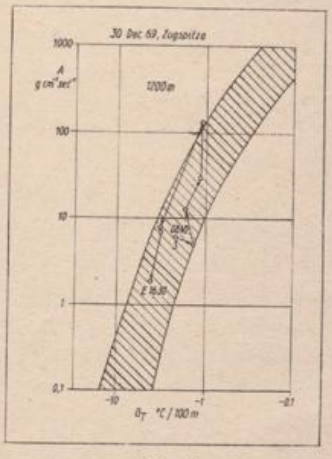


Abb. 17
Tagesverlauf im Falle einer stationären, reversiblen Inversion.

Beziehung von Abb. 16 dargestellt (Start S, Ende E). Wir sehen: die „Bewegung" verläuft entlang der Grundbeziehung $A = f(G_T)$ und innerhalb ihres Streubereiches; sie schließt also tagesbedingte, reversible Vorgänge ein („geschlossenes System").

Einen anderen Fall zeigt Abb. 18. Hier findet ein progressiver, advektiv bedingter Vorgang statt: die aktuelle Verknüpfung zwischen A und G_T bricht aus dem

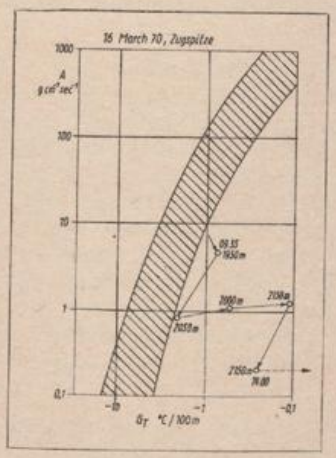


Abb. 18
Beispiel für die Veränderung der Beziehungen $A = f(G_T)$ im Falle einer advektiven Störung.

Raum der Grundbeziehung aus, die A-Werte sind zunehmend kleiner als nach den G_T-Werten „erlaubt" wäre.

4. Gesamtwertung

Es bietet sich also eine Reihe von Möglichkeiten, auf der Basis der entwickelten Meß- und Auswertungsmethoden den Mechanismus des Aerosolaustausches im Detail zu studieren und seine Verwandlungen beim Wechsel von stationären Zuständen zu dynamischen Prozessen kennenzulernen. Alpine Einrichtungen liefern das Rüstzeug dazu. Nicht zuletzt tragen die Ergebnisse aber auch zur Kenntnis des alpinen Klimas und Wetters bei.

Literatur

(1) REITER, R.: Der Emanationsgehalt der Luft in den nördlichen Kalkalpen in Abhängigkeit von atmosphärischer Schichtung und Windrichtung. Naturwiss. 42 (1955) S. 622–623.

(2) REITER, R.: Natürliche und künstliche Radioaktivität im Gebirge. Studien über Ausmaß und Ursachen zeitlicher wie örtlicher Variationen der Radioaktivität des Aerosols in den Nordalpen und deren Auswirkungen auf die Radioaktivität von Niederschlägen, Schneeoberflächen und Gräsern. Aerosol-Forsch. u. -Therapie (1959/60), Heft 2 u. 3.

(3) REITER, R.: Bestimmung der vertikalen Austauschkoeffizenten in der unteren Atmosphäre durch gleichzeitige RaB-Bestimmung an einer Talstation. Naturwiss. 47 (1960) S. 512.

(4) REITER, R.: Felder, Ströme und Aerosole in der unteren Troposphäre nach Untersuchungen im Hochgebirge bis 3000 m NN. Darmstadt 1964.

(5) REITER, R.: Eine Fernübertragungsanlage zur Registrierung aerologischer Daten von Seilbahngondeln. Meteor. Rdsch. 20 (1967) S. 38–41.

(6) REITER, R.: Ergebnisse alpiner Untersuchungen über atmosphärische Spurenstoffe. Exper. Supplementum 13 (1967) S. 38–51.

(7) REITER, R.: Atmospheric aerosols between 700 and 3000 m above sea level. Part II. Final Techn. Rep. Europ. Res. Off. U.S. Army Contract Nr. DAJA 37 67C 0254 (1968).

(8) REITER, R.: Die erweiterte Fernübertragungsanlage zur Registrierung aerologischer Daten von Seilbahngondeln. Aerosolstudien an Inversionen. Met. Rdsch. 21 (1968) S. 73–81.

(9) REITER, R.; CARNUTH, W.; SLÁDKOVIČ, R.: Effects of atmospheric fine structure characteristics on the vertical distribution of aerosols. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. Ser. A, 17 (1968) S. 336 bis 365.

(10) REITER, R.: Atmospheric aerosols between 700 and 3000 m above sea level. Part III. A study of the effects of atmospheric fine structure characteristics on the vertical distribution of aerosols. Final Techn. Report Europ. Res. Off. U.S. Army Contract Nr. DAJA 37 68C – 0331 (1969).

(11) REITER, R.; SLÁDKOVIČ, R.: Die Steuerung des vertikalen Austauschkoeffizienten durch die Temperaturstruktur in der unteren Troposphäre. Pure and appl. Geophys. 77 (1969) S. 38–60.

(12) REITER, R.; SLÁDKOVIČ, R.: Control of vertical transport of aerosols between 700 and 3000 by the lapse rate and fine structure of temperature. J. geophys. Res. 75 (1970) S. 3065–3075.

(13) REITER, R.; CARNUTH, W.; SLÁDKOVIČ, R.: Atmospheric aerosols between 700 and 3000 m above sea level. Part IV. Final Technical Rep. Europ. Res. Off. U.S. Army Contract Nr. DAJA 37-69C-1357 (1970).

(14) CARNUTH, W.: On coalescence in aerosols in the Aitken size subrange. Proceedings of the 7th Intern. conference on condensation and ice nuclei. Prague-Vienna 1969. S. 374—378.

(15) BÜDEL, A.: Die Zugspitzbahn-Versuche. Dt. Meteor. Jb., Bayern, 53 (1931) Anh. E.

(16) WAGNER, A.: Über die Feinstruktur des Temperaturgradienten längs Berghängen. Z. Geophys. 6 (1930) S. 310—318.

(17) INNEREBNER, F.: Meteorologische Registrierungen im Innsbrucker Föhngebiet. Meteor. Z. 50 (1933) S. 337—346.

L. VADOT

DK 551.584.3 : 551.510.42

Kombinierte Studie an Ort und Stelle sowie am Modell von Dichteströmungen im Gebiet von Grenoble (mit Bezug auf die Luftverunreinigung)

Résumé

En vue de déterminer les conditions de difussion atmosphérique et les risques de pollution dans la région de Grenoble une étude a été entreprise sur le mécanisme des basses couches.

Cette étude a été faite simultanément par des observations dans la nature et par l'emploi d'un modèle en analogie hydraulique sur lequel ont été reproduits les mouvements des couches froides dans les vallées. Une bonne concordance est apparue entre les observations dans la nature et les constations faites sur le modèle.

Das Gebiet von Grenoble erlebt schon seit mehreren Jahrzehnten eine bedeutende Ausweitung seiner Wirtschaft, da sich die Bevölkerung von 1954 bis 1968 mehr als verdoppelt hat. Man erwartet für die kommenden Jahre ein ebenso starkes Anwachsen der Industrie und des Städtebaues. Wegen der besonderen Lage des Gebietes stellt sich durch diese Entwicklung ein ernstes Problem der Luftverschmutzung. Jene Organismen, die sich mit den Projekten zur Weiterentwicklung befassen, waren sich dieses Problems bewußt und haben sich deshalb an die Versuchslaboratorien SOGRÉAH gewandt, um die Frage zu studieren.

In großen Zügen gesehen ist die Situation folgendermaßen:

Das Gebiet von Grenoble sowie die Zone, die für den Bau neuer Stadtteile vorgesehen ist, befinden sich an einem Punkt, wo drei Täler und deren Verzweigungen zusammenlaufen. Das Gebiet liegt in einer durchschnittlichen Höhe von 200 m und ist von drei Bergmassiven, dem Vercors, der Chartreuse und der Belledonne umgeben, deren Höhen zwischen 1500 und 3000 m variieren. Der Gletschercharakter der Täler zeigt sich durch die steil abfallenden Bergwände. Darüber hinaus ist dieses Gebirgsnetz noch mit zahlreichen anderen Tälern verbunden: Haut Grésivaudan, Romanche, Drac etc. . . . All das schafft eine ideale Bedingung für verstärkte Luftverschmutzung.

Was die Dynamik der unteren Luftschichten anbelangt, so sind die Hauptfaktoren folgende:

1) ein ausgeprägtes Relief
2) häufiges Auftreten von Dichteströmungen.

Diese Faktoren führen zu der besonderen örtlichen Klimatologie, deren Beziehung zur atmosphärischen Diffusion noch wenig bekannt war. Wegen der Vielseitigkeit des Problems und der Dringlichkeit seiner Lösung war es nicht möglich, sich nur auf konventionelle Beobachtungen zu beziehen. Aus diesem Grunde hat man eine Studie geplant, die sich sowohl auf Beobachtungen an ausgewählten Stellen der Natur als auch auf Modellversuche stützt. Diese Arbeit wird seit ein und einem halben Jahr in enger Zusammenarbeit von den „Laboratoires SOGRÉAH" mit der „Météorologie Nationale", dem „Institut de Géographie Alpine" und dem „Aéro-Club Dauphinois" durchgeführt.

Man hat ein hydraulisches Modell verwendet, auf dem die verschiedenen Dichteströmungen mit Hilfe von Salzlösungen entsprechender Konzentrationen dargestellt werden. Dieses von uns schon lange Zeit erprobte Verfahren erlaubt eine gute Nachbildung der Erscheinungen und eine gute Beobachtung, sei es photographisch oder elektrisch durch Messungen der Variationen des Leitwerts. So erhält man nicht nur die Form der Strömungen, sondern man kann auch die Verteilung der Salzkonzentrationen im Modell (d. h. der Temperaturen in der Natur) entlang verschiedener Vertikalen bestimmen. Außerdem kann man die Verteilung von Verunreinigungsstoffen für verschiedene vorgesehene Anlagen feststellen.

Der angewandte Maßstab ist 1:25 000 ohne Verzerrung. Die Wahl dieses Maßstabs war Gegenstand einer Vorstudie, die wegen der Kleinheit der REYNOLDS-Zahlen notwendig war. Dank der Ausgeprägtheit des Reliefs konnte man ohne Verzerrung in der Natur beobachtete Erscheinungen nachbilden. Im Modell besteht zwischen Geschwindigkeiten und Dichten ein Ähnlichkeitsgesetz (RICHARDSON), wodurch es möglich ist, den einen oder anderen Faktor zu verändern. Im allgemeinen ist der angenommene Maßstab der Geschwindigkeiten ungefähr 1:150. Das nachgebildete Gebiet ist kreisförmig und hat einen Durchmesser von 70 km. Es wurde durch ein Reliefmodell wiedergegeben, welches sich in einem Kanal mit freier Oberfläche befindet, dessen Tiefe der Luftschicht zwischen 1000 und 500 Millibar entspricht. Die Windgeschwindigkeit wird dadurch erreicht, daß man die Geschwindigkeit des Flüssigkeitsstroms im Kanal reguliert. Da der Wasserstrom aus einer konstanten Dichtung kommt, ändert man die Windrichtung, indem man das auf einer unter Wasser befindlichen Scheibe montierte Modell dreht.

Die Dichtströmungen werden durch spezielle Emissionsgeräte mit regulierbarer Ausflußmenge erzeugt, welche in die jeweiligen Täler getaucht werden. Darüber hinaus hat man auch die Möglichkeit berücksichtigt, den Wärmeaufwind zu reproduzieren (insbesondere über der Stadtzone). Dieser Effekt wird durch Emission einer Lösung erzielt, deren Dichte unter 1 ist und die durch eine poröse Zone des Modells nach oben dringt.

Die Entwicklung und der Betrieb eines solchen Modells verlangt natürlich Eichungen, die sich auf bekannte klimatologische Bedingungen stützen. Das Programm von Beobachtungen in der Natur muß demnach in enger Anlehnung an die Modellversuche aufgestellt werden. Deshalb hat man die Beobachtungsgeräte an drei Querschnitten der drei Haupttäler konzentriert, nämlich im Gebiet von Grésivaudan, Cluse de Voreppe und im südlichen Raum von Grenoble. An jedem Punkt verfügt man über Windmessungen im Talgrund und über Temperaturaufzeichnungen, gemessen an Punkten verschiedener Höhen. An geeigneten Tagen werden außerdem thermische Messungen durch Sondierung mit einem Fesselballon durchgeführt. So erhält man geeignete Auskünfte über die drei Untersuchungsquerschnitte.

Die Auswertung der so erhaltenen Ergebnisse sowie anderer Unterlagen gestattet die Definition mehrerer typischer Situationen. Diese Situationen ergeben sich aus dem Zusammenwirken der synoptischen Winde, ihrer Ableitung durch das Relief und den Dichteströmungen, die durch das Fließen kalter Luftmassen entstehen, und hängen von der relativen Bedeutung der beiden Faktoren ab. Diese verschiedenen Situationen zu beschreiben, hieße den Rahmen des Exposés überschreiten. Wir werden uns darauf beschränken, eine für die Gegend von Grenoble typische und sehr häufig auftretende Situation anzuführen. Als Beispiel kann die Zeit zwischen dem 21. 5. 69 und dem 23. 5. 69 gelten.

Die wichtigsten Beobachtungen befassen sich mit der vertikalen Temperaturverteilung, den Windrichtungen und der Turbulenz. Die Situation wird bestimmt durch eine zyklische Entwicklung mit nächtlicher thermischer Inversion und einem adiabatischen Zustand am Tag.

Was den Wind anbelangt, so ist die Situation durch einen nächtlichen, stetigen Talwind in den niederen Luftschichten gekennzeichnet, gefolgt von einer turbulenten Umkehr am Tag. In beiden Fällen kommt der Höhenwind aus WNW. Die sehr deutlich erkennbare Umkehr vom nächtlichen in den Tageszustand erfolgt gegen 12 Uhr, diejenige vom Tages- in den Nachtzustand gegen 22 Uhr. Die Situation kann natürlich je nach der Intensität und der Richtung des Höhenwindes variieren und gibt verschiedene Strömungszustände.

In allen Fällen spielt jedoch die erstaunliche Intensität des kalten Luftstroms, der, von den Tälern der Savoy herkommend, das Tal von Grésivaudan durchzieht, eine große Rolle. Dieser Strom ist wahrscheinlich eines der Hauptelemente des Grenobler Klimas.

Die Messungen mit Hilfe des Fesselballons bestätigen die beobachteten Umkehrungen und liefern präzise Angaben über die Wärmestruktur der Atmosphäre und ihre zeitliche Entwicklung. Gemäß diesen Untersuchungen beträgt die Dicke der Dichteströmungen (kalter Luftstrom, der in das Tal zieht) 400 bis 500 m im Tal von Grésivaudan und 200 m nach seiner Ausbreitung am Talausgang von la Cluse de Voreppe. Die Zerstörung der Inversion erfolgt entweder durch Wärmeeinwirkung

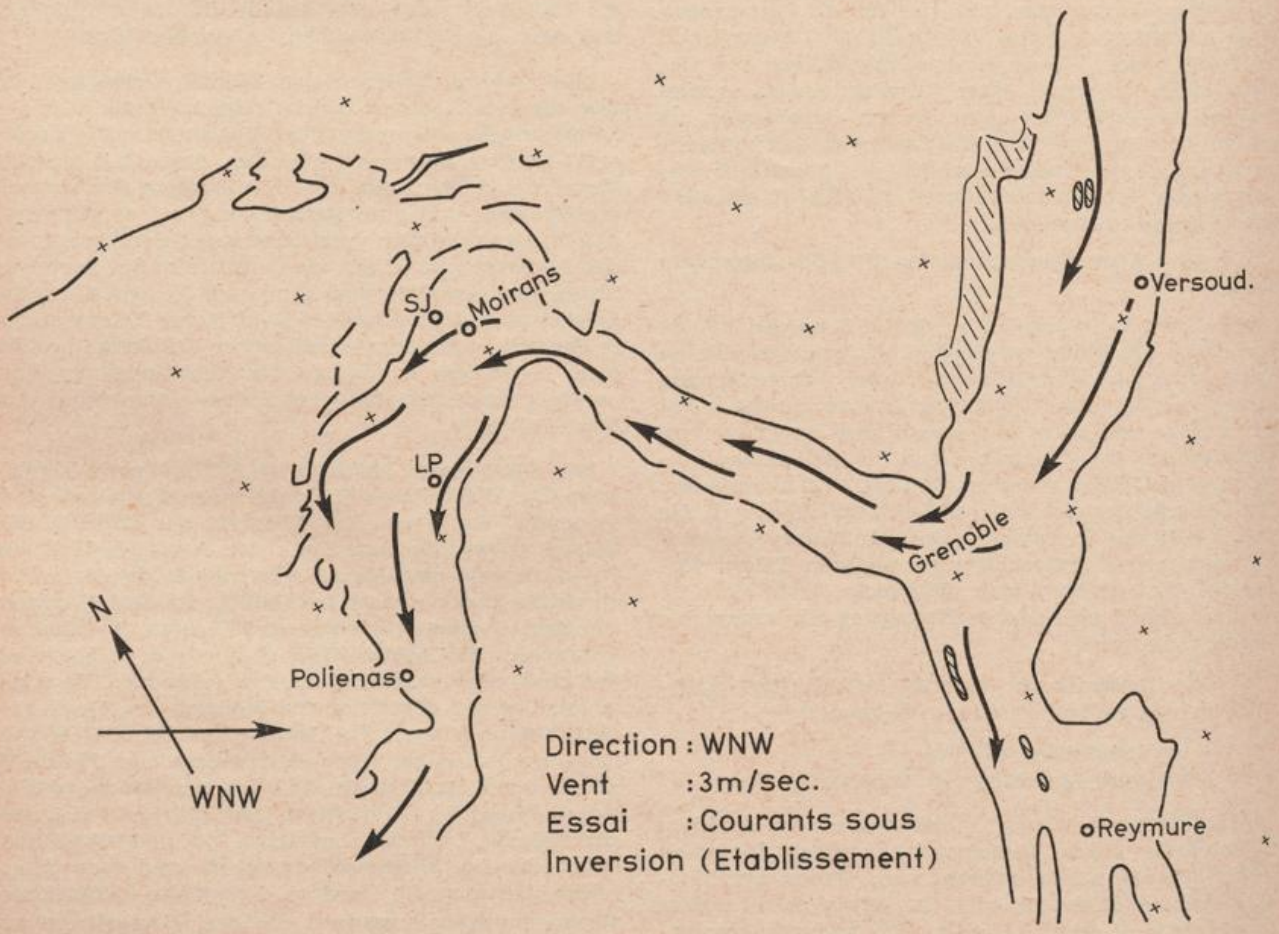


Abb. 1
Der Kaltluftstrom am Boden (im Modell) fließt talabwärts während der Nacht.

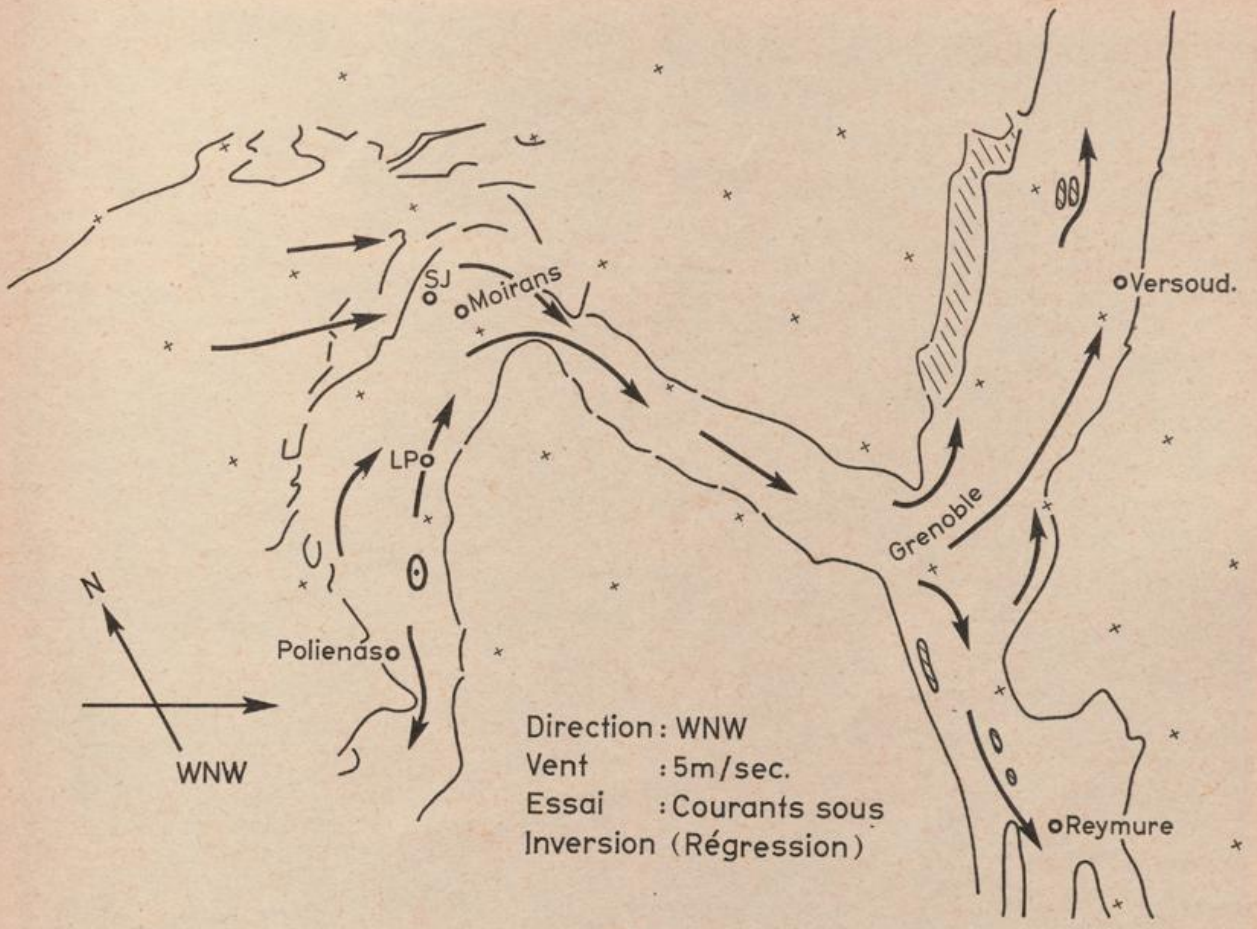


Abb. 2
Der Kaltluftstrom am Boden (im Modell) fließt talaufwärts während des Tages.

vom Boden her oder höhere kinetische Einwirkung im Falle einer Zunahme des Höhenwindes.

Das Fortschreiten und die Entwicklung der kalten Luftmassen werden am Modell leicht nachgebildet und untersucht. Ein vollständiger Tageszyklus kann in einer Zeit von einer halben bis einer Stunde erreicht werden.

Dank einer besonderen Färbung der eingeführten Salzlösungen kann man das Fortschreiten der Dichtefront photographisch verfolgen sowie die Gleichgewichtslage der Front feststellen. Dasselbe Fortschreiten und die Dicke der Dichteströmung werden zur gleichen Zeit auch mit Elektromeßgeräten aufgezeichnet. Unter den untersuchten Situationen treten verschiedene Möglichkeiten auf, die leicht am Modell nachgebildet werden.

Die eine ist dadurch gekennzeichnet, daß sich die Stabilitätsfront am Ausgang von la Cluse de Voreppe festsetzt und über dem Gebiet von Moirans eine Inversion von niedriger Temperatur bewirkt, die in der Natur durch eine Dunststauung deutlich sichtbar ist.

Im anderen Fall etabliert sich die Stabilitätsfront über dem Stadtgebiet von Grenoble, welches so deutlich in zwei Regionen geteilt wird, die eine ruhig und oft dunstig, die andere turbulent.

Zahlreiche Beobachtungen in der Natur zeigen eine ausgezeichnete Übereinstimmung mit den Beobachtungen am Modell. Somit ist es möglich, die Vorgänge zu studieren, die die örtlichen klimatologischen Eigenarten bedingen.

Die Reproduktion der thermischen Aufwinde am Modell hat gezeigt, wie sich das System der Dichteströmungen und der Temperaturinversionen nahe der Stadtzone verändert. Dank der Leitwertmessungen kann man das Anheben der Inversionsdecke durch aufsteigende Wärmeluft verfolgen und die Gründe feststellen, die eine völlige örtliche Zerstörung der Inversion oder im Gegenteil, noch häufiger die Bildung der klassischen Dunstglocke verursacht. Weil sich diese Vorgänge mit den Talströmungen und dem Relief verbinden, werden sie sehr viel komplizierter, als es für eine Stadtzone in flachem Gebiet der Fall ist.

Mit Hilfe des Modells kann man also die verschiedenen Situationen nachbilden und ihre Entstehung erfassen. Die Beziehung zu den Problemen der Luftverschmutzung ergibt sich unmittelbar daraus.

Auf der einen Seite erlaubt die direkte Nachbildung der Rauchfahne und deren Diffusionen am Modell die Definition der verschmutzen Zonen je nach klimatologischer Lage und Verteilung der Verschmutzungsquellen.

Die Bewegung der Rauchfahne wurde auf diese Weise für alle gewöhnlichen Windrichtungen (Höhenwinde) und alle möglichen Stabilitätsbedingungen festgestellt und zuerst unter fast adiabatischen Bedingungen, d. h. unter dem einzigen Einfluß der Reliefs. Danach wurde diese Untersuchung für alle Windrichtungen gemacht, in den Fällen, in denen die Dichteströmungen mitwirken, was für das Gebiet von Grenoble praktisch 50% der Zeit ausmacht.

Diese Bewegungen wurden für Emissionshöhen von ungefähr 100 m bis 200 m über der Erde bestimmt, sowohl innerhalb wie auch außerhalb der dichten Luftmassen. Man beobachtet häufig beachtliche Richtungsunterschiede (bis zu 90°) bei Bewegungen innerhalb, außerhalb oder über der Dichtemasse. Man muß noch

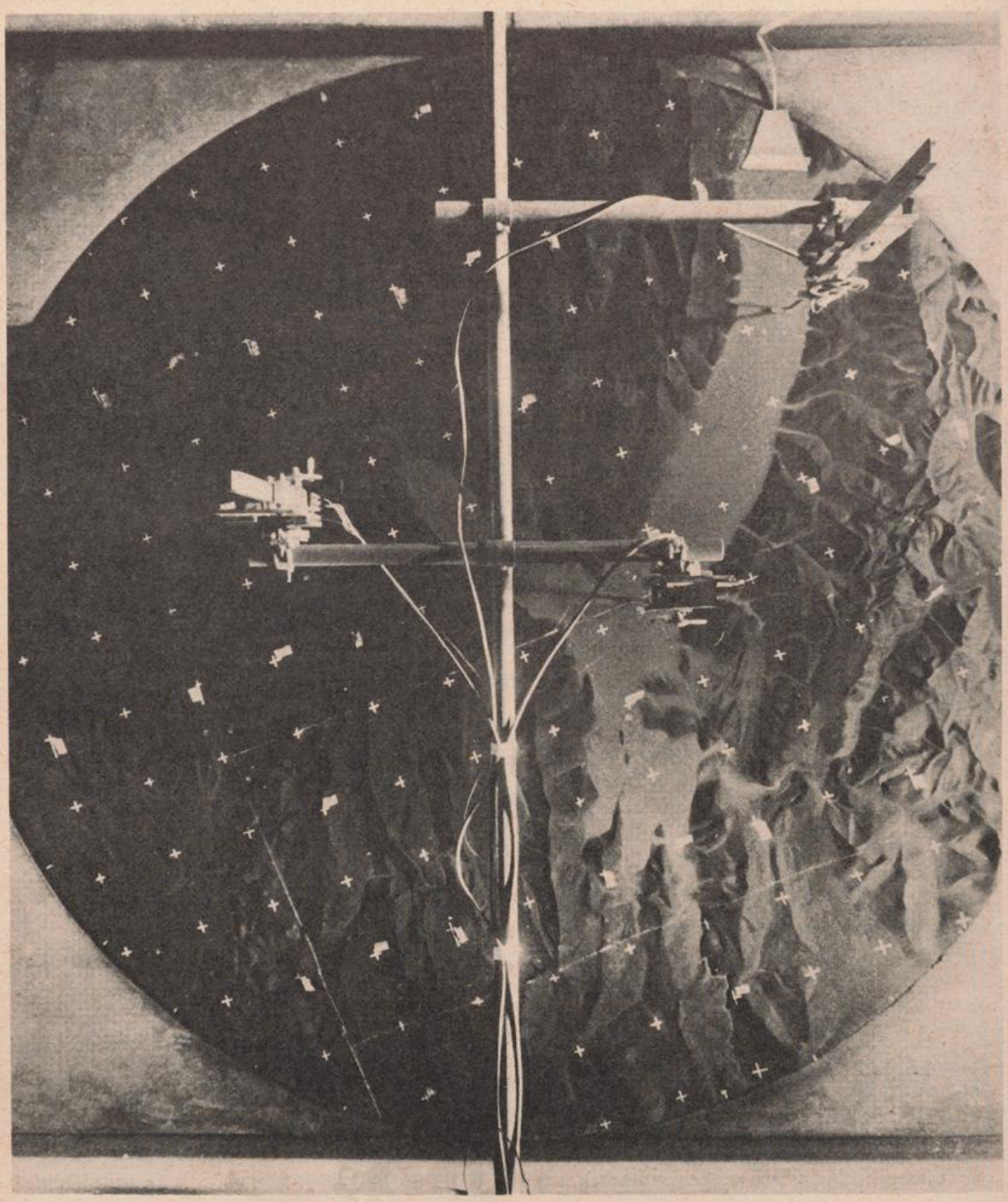


Abb. 3
Beobachtung der Fortpflanzung des Kaltluftstromes (im Tal von Grésivaudan) durch eine Salzlösung an Hand des Modells dargestellt.



Abb. 4
Der Kaltluftstrom im Modell von der Höhe Champrousse aus gesehen.

besonders betonen, daß in einem Gebiet wie dem von Grenoble die Richtungen des Höhenwindes (so wie sie aus den klassischen Meteorologischen Informationen folgen) in keiner Beziehung stehen zu den Windrichtungen in niederen Lagen.

Diese wenigen Beispiele zeigen schon den Vorteil, den man aus den Modellversuchen ziehen kann, die entsprechend mit Beobachtungen in der Natur verbunden sind, sowohl für das Verständnis der Erscheinungen als auch für besondere Anwendungen wie die Diffusion der Verschmutzung.

V. ERMINI ed E. ZENONE

DK 551.515.4 : 551.501.45

L'attività temporalesca sul versante meridionale delle Alpi

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird die Gewitteraktivität am Südabhang der Alpen, insbesondere im Nordtessin, im Gebiet der insubrischen Seen und in deren umliegenden Ebene, untersucht. Folgende Punkte werden dabei behandelt:

a) die Anzahl der Gewitter, eine Größe, die man gewöhnlich in der Klimatologie nicht findet.

b) Täglicher Gang des Gewitterbeginnes (bestimmt durch harmonische Analyse des Zeitpunktes des ersten Donners) und mögliche Ursachen für den gefundenen Verlauf.

c) Vorläufige Ergebnisse aus der dynamischen Klimatologie dieser Gewitter und die Güte des WITHING-Index für prognostische Zwecke.

Résumé

L'activité orageuse sur le versant méridional des Alpes, en particulier la vallée du Tessin, la zone des lacs et la plaine environnante, a été examinée, au but de:

a) déterminer la vraie entité numérique qui ne semble pas bien contemplée dans la climatologie descriptive;

b) rechercher, au moyen de l'analyse harmonique des heures de début des orages, les possibles causes pour en définir l'incidence et la variation diurne;

c) exposer enfin quelque préliminaire de climatologie dynamique du phénomène et les résultats prognostiques obténus en employant l'indice de WITHING.

1. Generalità

La climatologia dei temporali sull'alta Italia risale al 1876, ma la premessa non ebbe un seguito proporzionato alla importanza dei fenomeni e delle cause.

Si deve pertanto constatare che, a quasi cento anni dalla introduzione delle carte sinottiche, dalla nascita della climatologia e a sessanta anni dalla prima transvolata delle Alpi, la consistenza numerica dell'attività temporalesca sul versante meridionale delle Alpi non sembra di dominio comune.

In materia, fa tuttora testo una pubblicazione dell'O.M.M. del 1953, che si rifà ad una memoria di BROOKS del 1925, secondo cui il massimo temporalesco europeo spetta all'Alto Adriatico (Pola, Jugoslavia) con quarantasei giorni temporaleschi per anno (1).

Al TREWARTHA (2) nella sua rassegna di climi-problema, sfuggono sia la singolare anomalia della Val Padana ove le stagioni sono due: quella della nebbia e quella dei temporali; sia la funzione frontogenetica invernale del mediterraneo (3). Nel più recente libro di climatologia (4) dell'Italia, la trattazione dei temporali nel settore alpino appare irrimediabilmente lontana dalla realtà.

Esistono studi specifici, vecchi e nuovi, da cui si potrebbe anche dedurre che sulle Alpi i temporali non esistono o quasi. Tali insufficienze, forse non del tutto colpevoli, sono comprensibili, almeno in parte, ove si pensi che il temporale non sempre é un fenomeno sinottico e che, nella regione alpina, esiste un confine politico il quale non facilita lo scambio di statistiche.

Una soddisfacente disponibilità di dati, in questa specifica materia. rimane legata all'avvento di una rete a mesoscala, all'osservazione continua e all'uso sistematico di mezzi elettronici.

Il problema, che non può quindi considerarsi esaurito con i risultati qui esposti, riveste una considerevole importanza teorico-pratica e una indubbia attualità.

I fenomeni temporaleschi sul versante meridionale delle Alpi, influenzano, per una metà dei giorni dell' estate, sicurezza e controllo del traffico aereo nel sistema aeroportuale di Milano e nelle aerovie che si dipartono dalla metropoli lombarda.

Infatti negli ultimi dieci anni, in questa regione, la frequenza dei giorni con temporale é stata almeno pari al 44% in Maggio, al 50% in Giugno, al 52% in Luglio ed al 42% in Agosto. Risulta altresì che danni e perdite, dipendenti dalla grandine sulla Val Padana, eguagliano di anno in anno quelli analoghi di tutto l'immenso territorio degli Stati Uniti; é da sottolineare inoltre che l'analogia si estende purtroppo anche agli aspetti tornadici del fenomeno : valga, ad esempio, quanto si é verificato la sera del giorno 11 Settembre 70, sulla città di Venezia e dintorni.

2. Frequenza di giorni temporaleschi sul versante sud-alpino

La climatologia dei temporali sull'area mediterranea ha svelato i suoi lineamenti basilari con la ricerca di BOSSOLASCO sulle osservazioni radiogoniometriche dei focolai temporaleschi (5). Sebbene non completo, perché riferito a sole sedici ore (06-22) della giornata, lo studio ha una importanza capitale.

Risulta in proposito, che la massima attività temporalesca ha sede in una fascia zonale la quale segue, in qualche modo, la declinazione solare.

Durante l'inverno, tale fascia occupa la posizione che, nel 1954, fu indicata da ERMINI (3) come zona frontogenetica invernale mediterranea. Durante l'estate, da Maggio ad Agosto, essa staziona sull'alta Italia, dove l'ambiente orografico condiziona l'equilibrio termodinamico della massa d'aria padana, così come succede, con esito opposto, durante l'inverno. Tale massimo di attività elettroatmosferica, in base ai dati di osservazione a vista, riportati nel presumibile ordine di importanza, é la risultante di tre focolai principali:

a) vallata del Ticino e zona dei tre laghi lombardi;

b) regione del Garda e Prealpi Venete;

c) litorali dell'alto adriatico.

Tab. 1

Giorni temporaleschi in alcune località del versante alpino meridionale.

Località / Anno	Ispra (Varese)	Locarno (Ticino)	Lugano (Ticino)	M. Bisbino (Como)	Milano	M. Grappa (Vicenza)
1959	42	45	49	45	39	—
1960	70	60	60	52	38	43
1961	58	42	44	38	32	45
1962	50	38	37	31	34	48
1963	75	68	66	62	61	61
1964	61	46	38	50	56	57
1965	68	53	41	49	47	64
1966	64	59	47	51	49	73
1967	56	64	50	57	52	68
1968	58	56	49	51	50	63
1969	50	52	42	56	43	42
Medie	58.4	53.0	47.5	49.3	45.5	56.0

In pratica, si deve pensare ad una continuità di fenomeni che interessano l'intero versante padano delle Alpi.

Il posto assegnato alla zona a) é giustificato dalla seguente tab. 1 di frequenze annue; i valori provengono dagli annuari di Ispra (stabilimento dell'Euratom), dalle pubblicazioni dell'ISTAT (Roma) e da ricerche di archivio degli autori. Tali valori non sono un'esclusiva dell'ultimo decennio; a Venegono (Varese) nel 1934 si ebbero 70 e nel 1944, 75 giornate temporalesche; per la seconda zona, basti il consuntivo decennale della Stazione di Monte Grappa, esposto nella tabella; l'alto Adriatico, quanto a frequenze buon terzo, é il primo per la violenza distruttiva dei vortici temporaleschi (1).

L'esperienza accumulata con il radar meteorologico e il radiogoniometro di Milano induce a credere che, in tema di frequenze, non tutto sia documentato. Identificata la regione più favorita, rimane quindi un piccolo dubbio sulla frequenza massima assoluta effettiva, perché le varie parti della zona non sono egualmente servite da posti di osservazione continua a vista.

Il primo tratto essenziale di questa attività temporalesca é la sua concentrazione estiva; essa, nel semestre invernale, non arriva all'8% del totale, e si concentra, nel quadrimestre Maggio Agosto, in ragione del 75%.

Valga in merito la seguente tab. 2.

Tale concentrazione stagionale si spiega con quanto risulta dai radiosondaggi di Milano. Da Novembre a Febbraio, stabilità assoluta nel 94% dei sondaggi notturni; di giorno, l'inversione persiste nel 56% dei casi.

Le millecinquecento ore di nebbia rilevate, in media, sull'Aeroporto di Milano-Linate, sono un indice di tale abnorme stabilità (6).

Durante l'estate, si riscontra l'eccesso opposto; da Maggio ad Agosto, nel 65% dei casi, l'indice di WITHING denuncia una instabilità rilevante tra il suolo e la quota di 500 mb (7).

3. Distribuzione diurna dell'attività temporalesca

L'esame dell'andamento diurno dei fenomeni nella zona in questione é stato approfondito con l'analisi armonica della serie delle ore di inizio dei temporali rilevati fra il 1° Aprile e il 31 Ottobre, nel periodo 1950/63, in undici località del cantone Ticino (8).

La frequenza media oraria diurna risulta massima nelle vicinanze di Locarno (Auressio, con 6,23 che equivale ad una media di 150 temporali) e diminuisce radialmente; il maggiore gradiente si trova verso nord; ad Airolo, all'imbocco meridionale della galleria del Gottardo, il numero medio si riduce all'1,69 cioé a 40 temporali per anno.

Verso sud, la diminuzione é meno rapida; a Balerna, presso Como, la frequenza in questione, con 3,75 é ancora pari al 65% di quella constatata a Locarno.

Dal confronto fra Balerna (280 m), e la stazione di Monte Bisbino (1322 m) a pochi chilometri in linea d'aria, si trova che la frequenza media oraria diminuisce verticalmente da 3,75 a 2,5 cioé si riduce di un terzo, sopra un dislivello di soli mille metri.

Questa diminuzione verticale é una realtà confermata da quanto rilevato a P. Rosà (3500 m) nei pressi del Cervino, dova la frequenza media oraria annua non é di molto lontana dall'unità (9). Trattasi ad ogni buon conto, di confronti puramente-orientativi, stante la non contemporaneità dei rilevamenti.

Dall'analisi delle ore del primo tuono emergono le seguenti equazioni:

Tab. 2

Numero dei giorni con temporale a Locarno-Monti.

mese / anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	totali
1959	0	0	0	0	6	12	13	13	0	0	1	0	45
1960	0	0	1	3	10	13	11	11	7	3	0	1	60
1961	0	0	0	6	6	10	12	6	0	2	0	0	42
1962	0	0	0	1	7	6	10	9	4	1	0	0	38
1963	0	0	1	4	11	14	18	12	4	1	3	0	68
1964	0	0	0	1	7	10	14	5	3	4	2	0	46
1965	0	0	0	5	7	10	13	10	8	0	0	0	53
1966	0	0	0	6	9	13	10	13	3	4	1	0	59
1967	0	0	2	2	12	9	16	9	6	5	3	0	64
1968	0	0	1	6	9	8	9	12	7	2	2	0	56
1969	1	0	2	2	10	8	11	11	4	0	3	0	52
totali	1	0	7	36	94	113	137	111	46	22	15	1	583

Numero dei giorni con temporale a Ispra.

mese / anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	totali
1959	0	0	0	2	6	11	12	10	1	0	0	0	42
1960	0	0	2	9	9	14	13	13	6	3	0	1	70
1961	0	0	0	8	7	16	16	5	3	3	0	0	58
1962	0	0	0	4	7	10	12	8	5	1	3	0	50
1963	0	0	2	11	11	17	15	12	4	1	2	0	75
1964	0	0	0	6	8	15	14	6	4	7	1	0	61
1965	0	0	0	6	9	11	15	10	7	0	0	0	58
1966	0	1	2	5	13	10	13	9	5	4	2	0	64
1967	0	0	2	2	10	10	14	11	3	3	1	0	56
1968	0	0	0	6	10	8	10	14	5	2	3	0	58
1969	0	0	2	1	11	8	7	12	7	0	2	0	50
totali	0	1	10	60	101	130	141	110	50	24	14	1	642

a) Balerna $y = 3{,}75 + 2{,}74 \text{ sen } (15t + 197° 44') + 0{,}86 \text{ sen } (30t + 311° 20') + 0{,}40 \text{ sen } (45t + 186° 23')$

b) Locarno $y = 5{,}63 + 2{,}78 \text{ sen } (15t + 192° 09') + 0{,}99 \text{ sen } (30t + 296° 29') + 0{,}34 \text{ sen } (45t + 182° 08')$

c) Lugano $y = 4{,}02 + 2{,}74 \text{ sen } (15t + 188° 34') + 0{,}85 \text{ sen } (30t + 290° 42') + 0{,}22 \text{ sen } (45t + 204° 10')$

Il coefficiente dell'onda di otto ore é già tanto piccolo da rendere superflue le armoniche successive.

La fig. 1, nella quale le ordinate sono moltiplicate per quattordici, numero degli anni di osservazione, materializza graficamente la curva empirica, la curva teorica e le sue tre componenti e si riferisce alle località di Balerna.

La curva empirica risulta dal processo qui schematizzato:

a) durante quattordici anni, sono state rilevate le ore di inizio di 1259 temporali; la media oraria, pari a 52,46 divisa per 14, fornisce il termine noto (3,75) della equazione ottenuta;

b) la serie delle frequenze brute é stata perequata per quattro;

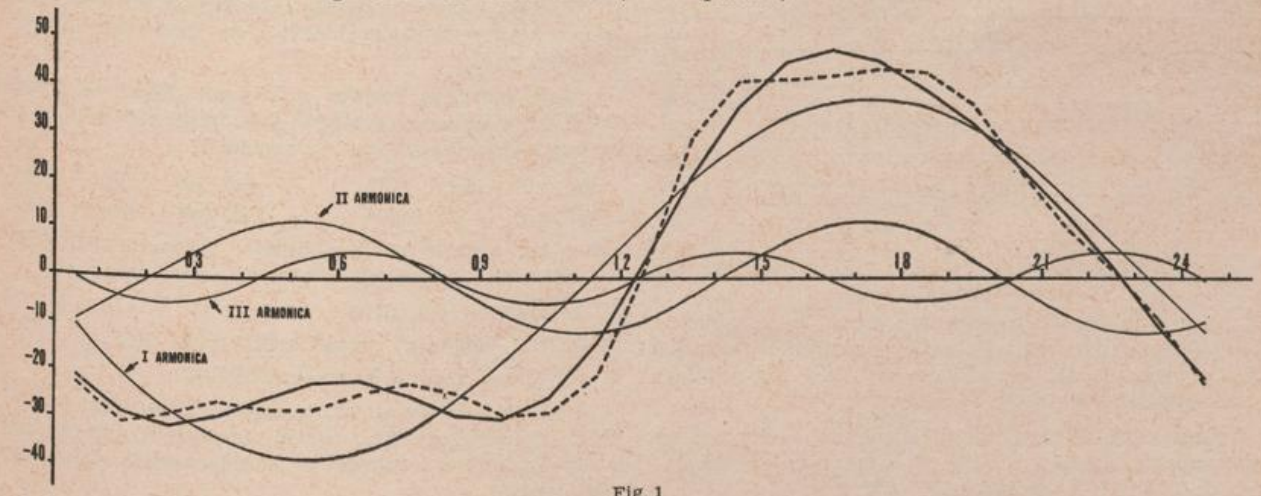


Fig. 1

c) per ogni ora del giorno, é stato calcolato lo scarto relativo;

d) i ventiquattro scarti, con il proprio segno, sono stati riportati (ordinata) in corrispondenza della rispettiva ora del giorno (ascissa).

La curva empirica e quella teorica coincidono di fatto e si caratterizzano per un massimo secondario mattinale di cui la curva calcolata migliora l'evidenza, rispetto a quella osservata.

Delle tre componenti, la prima armonica o fondamentale non offre difficoltà di spiegazione; la seconda armonica é l'inverso della pulsazione barica diurna ed é anche correlabile alla brezza; la terza armonica si presta meno ad una interpretazione immediata e può essere globalmente attribuita a varie cause: fronti, tensione di vapore, evaporazione, sollevamento forzato, influenze locali, ecc.

In proposito, le illazioni possibili sono molte, ma la realtà fisica é una sola: tutte le varie concause del temporale sono sensibili all'onda termica diurna e, alla lunga, se ne distinguono solo al momento del suo massimo negativo.

Fronti freddi e ascendenza forzata non si sottraggono a tale sorte; le loro manifestazioni, nelle ore pomeridiane e serali, sono più rimarchevoli e vistose ma non certo più frequenti che nelle altre ore del giorno.

Fra i molti effetti locali, riscontrabili nella zona in esame, ci limitiamo a ricordare la maggiore temperatura dei laghi, rispetto alla terra ferma, nelle ore serali e notturne anche durante l'estate e la convergenza delle brezze sugli specchi d'acqua.

4. Il fattore dinamico nella genesi dei temporali sud alpini

Il fenomeno temporalesco, oltre al tipico andamento stagionale ed alla distribuzione diurna, testé sommariamente analizzata, offre la prova palmare di un nesso causale con l'ambiente orogeoidrografico padano.

Il temporale presenta ancora, sul versante meridionale delle Alpi e sulla pianura Padana, un'altra caratteristica saliente e cioé una stupefacente correlabilità con il vento alla quota di 500 mb (7).

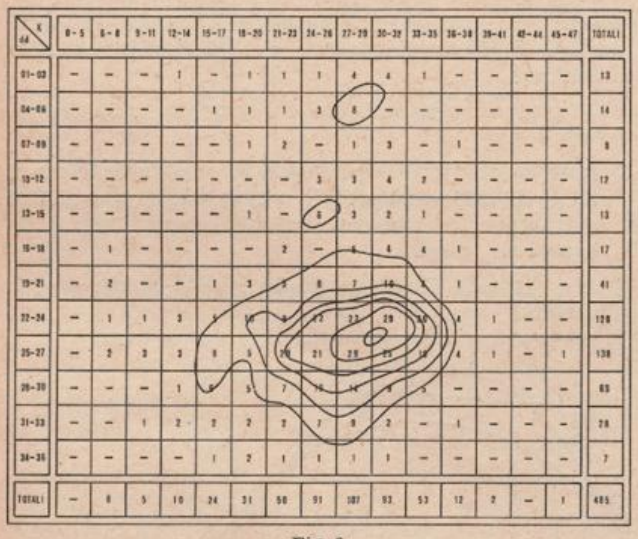


Fig. 2

La concomitanza di questi fatti si presta egregiamente alla previsione oggettiva dei temporali sull'area del sitema aeroportuale di Milano, in base ai risultati espressi dalle figure che seguono.

Trattasi dei diagrammi di dispersione dei giorni temporaleschi, in funzione del vento in quota e dell'indice K di WITHING, con isoplete di 5 in 5.

Nel decennio 1960/69, nell'area in questione, delimitata e servita da sette stazioni sinottiche dell'Aeronautica Italiana, su 1230 giornate del quadrimestre Maggio-Agosto, 485 (40%) sono risultate temporalesche nell'intervallo 18/12 e tabulate con il vento a 500 mb e l'indice K. relativi al sondaggio delle ore 1200 Z precedenti (fig. 2); 518 (42%) sono invece quelle risultate tali nell'intervallo 06/24 e tabulate con vento e indice dedotti dal sondaggio delle ore 0000 z precedenti (fig. 3).

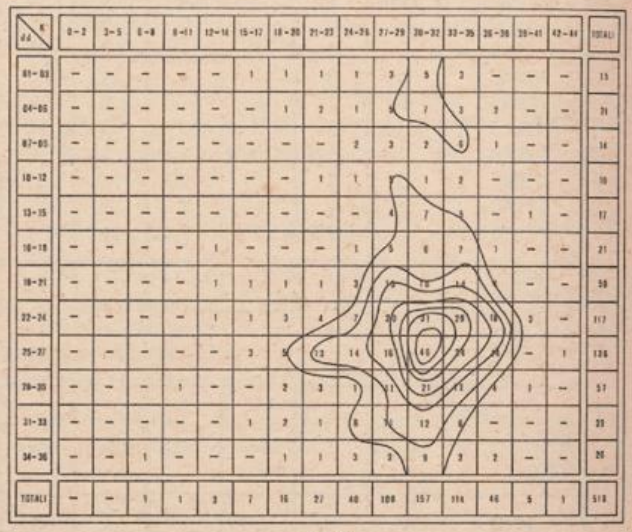


Fig. 3

Dalla stessa ricerca risulta che la probabilità di successo nella prognosi dei temporali, nella zona indicata, in base all'indice K e alla circolazione a 500 mb, é la seguente:

per $K < 15$	probabilità 3%
$15 < K < 25$	probabilità 17%
$25 < K < 30$	probabilità 35%
$30 < K < 35$	probabilità 61%
$K > 35$	probabilità 91%.

Fra l'indice K e il vento a 500 mb non esiste correlazione alcuna; si é trovato infatti un coefficiente $r = -0{,}07$ e le rette di regressione sono risultate parallele agli assi (7).

E' questa la prova dell'influenza dell'orografia sull'equilibrio termodinamico degli strati inferiori dell'atmosfera padana.

Lo stretto legame fra temporali e circolazione occidentale dimostra poi che la labilità estiva padana viene sollecitata in gran parte, dai fronti freddi o innescata dal sollevamento forzato e, solo in minor misura, liberata dalla convezione termica. Ciò a conferma dell'opinione espressa da alcuni autori sulla prevalenza dei temporali frontali, in proporzione variabile dal 50 all'80% (10), rispetto a quelli di massa, legati alla calma oppure a correnti non occidentali, che sono notoriamente poco frequenti.

Infatti, durante l'estate a Milano, direzione media vettoriale e indice di costanza del vento sulle superficie isobariche standard sono le seguenti:

850 mb	190°	0,32	700 mb	260°	0,58
500 mb	270°	0,74	300 mb	270°	0,74

Con un criterio più realistico e raffinato, ZENONE classifica (8) i temporali sul Ticino in tre categorie:

a) da fronte freddo (KF);

b) da sollevamento forzato o Süd-Stau (SS);

c) temporali locali o di massa (LOC)).

Nel caso di Balerna, l'andamento diurno teorico delle tre categorie risulta espresso dalle equazioni che seguono e che si prestano a numerose considerazioni, qui omesse per brevità.

KF (41%) $y = 1{,}52 + 0{,}85 \text{ sen } (15t + 192°) + 0{,}28 \text{ sen } (30t + 275° 22') + 0{,}17 \text{ sen } (45\ t + 199° 17')$

SS (26%) $y = 0{,}99 + 0{,}78 \text{ sen } (15t + 204° 59') + 0{,}29 \text{ sen } (30t + 313° 16') + 0{,}05 \text{ sen } (45t + 255° 55')$

LOC (33%) $y = 1{,}24 + 1{,}11 \text{ sen } (15t + 197° 08') + 0{,}37 \text{ sen } (30t + 336° 27') + 0{,}24 \text{ sen } (45t + 163° 50')$

5. Conclusioni

a) La zona di maggiore attività elettroatmosferica in Europa, durante l'estate, si identifica con l'alta Italia, ove l'inverno si distingue per l'assenza di temporali. Allo stato degli atti, le frequenze più nutrite di giorni temporaleschi si trovano sul versante meridionale delle Alpi, con un massimo nella regione del Ticino e dei tre laghi lombardi; tali frequenze sono soggette a una diminuzione, tanto in senso radiale che verticale, più specialmente nei quadranti settentrionali. Altro massimo, quasi equivalente, riguarda Prealpi Venete e zone del Garda.

b) Contrariamente a quanto avviene nelle regioni circostanti, transalpine e specialmente mediterranee, l'attività temporalesca sud alpine é praticamente limitata al semestre estivo; questo regime stagionale é funzione diretta dell'ambiente orografico ed é correlato all'azione frontogenetica invernale del Mediterraneo.

c) L'analisi armonica delle frequenze delle ore di inizio dei temporali dimostra che l'onda termica diurna condiziona, nella seconda metà della giornata, tutte le possibili cause che contribuiscono all'insorgere del fenomeno temporalesco.

d) Tale insorgere del temporale é legato, in misura determinante, alla componente occidentale delle correnti in quota donde la prevalenza, nella zona e più in generale sull'Italia settentrionale, dei temporali da fronte freddo rispetto a quelli di massa.

Bibliografia

(1) LANDSBERG, H.: Physical climatology. 2nd edit. Du Bois, Pennsylvania 1958.

(2) TREWARTHA, G. T.: The earth's problem climates. 2nd edit. Madison, Univ. Wisconsin Press 1961.

(3) ERMINI, V.: La frontogenesi invernale mediterranea. Riv. Meteor. aeron. 14 (1954) Nr. 3—4, p. 10—16.

(4) MENNELLA, C.: Il clima d'Italia. 1. ed Napoli 1967. p. 639—654.

(5) BOSSOLASCO, M.; DAGNINO, I.; FLOCCHINI, G.: I temporali sul mediterraneo e il tempo in grande. Geofis. e Meteor. 5—6 (1966) p. 113—129.

(6) ERMINI, V.: Il gradiente termico verticale a Milano, durante i mesi invernali. Riv. Meteor. aeron. 28 (1968) Nr. 4 p. 19—28.

(7) MINAFRA, N.:; BORGHI, S.: Previsione oggettiva dei temporali da maggio ad agosto, sul sistema aeroportuale di Milano. Riv. Meteor. aeron. 30 (1970) Nr. 3 p. 5—15.

(8) ZENONE, E.: Die Gewitterverhältnisse in den südlichen Zentralalpen und Voralpen. I. Die geographische und jahreszeitliche Verteilung der Tage mit Gewittern. Veröff. Schweiz. Meteor. Zentr.-Anst. (in stampa).

(9) ERMINI, V.: I temporali sul versante Italiano delle Alpi Centro-Occidentali. Riv. Meteor. aeron. 18 (1958) Nr. 2, p. 27—39.

(10) GAZZOLA, A.: Temporali frontali sull'Italia nord occidentale Riv. Meteor. aeron. 12 (1952) Nr. 3, p. 3—17.

R. SNEYERS

DK 551.583.15 : 551.524.35 : 551.577.35

La détermination de la stabilité du climat par l'analyse statistique des séries d'observations; un exemple: la température de l'air et l'eau recueillie à Bruxelles-Uccle de 1833 à 1969

Zusammenfassung

Die Beobachtungsreihen der Temperatur und des Niederschlags in Brüssel von 1833 bis 1969 wurden statistisch untersucht mit Hilfe eines statistischen Tests gegen Tendenz.

Für den Niederschlag sind die Schlußfolgerungen negativ, d. h. die Aufeinanderfolge der monatlichen und jährlichen Niederschlagssummen darf wie ganz zufällig betrachtet werden.

Im Gegenteil, für die mittleren Monats-, Jahreszeiten- und Jahrestemperaturen gibt es eine sehr signifikante Erhöhung für März, April, Mai, September, Oktober, für den Frühling, den Herbst und das Jahr, und eine beinahe signifikante Erhöhung für November und den Sommer.

Diese Schlußfolgerungen und die Ausdehnung dieser Erscheinung auf die benachbarten Stationen ist besonders interessant, da die Erhöhung der Temperatur im Frühling und im Herbst, die im Laufe dieses Jahrhunderts stattgefunden hat, eine Erklärung gibt für den Gletscherrückgang, der parallel beobachtet wurde.

1. Introduction

Le prolongement jusqu'en 1969 de la série correcte des moyennes de la température de l'air à Bruxelles-Uccle, qui avait déjà été établie pour la période 1833—1956 (1) (2) et la constitution d'une série correcte des quantités d'eau recueillie à Bruxelles-Uccle pour la même période (3) a fourni l'occasion de reprendre et d'étendre aux nouvelles séries l'analyse statistique préconisée dans (4) qui avait été effectuée une première fois sur la série des températures en 1958. Cette analyse comporte l'application aux séries d'observations d'un test non paramétrique de corrélation sériale et d'un test non paramétrique de tendance. Les fonctions statistiques choisies (fonction de corrélation de WALD-WOLFOWITZ (5) et coefficient de corrélation de rang de KENDALL dans le test de H. B. MANN (6)) rendent ces tests pratiquement aussi puissants que les tests paramétriques correspondants dans l'éventualité d'une corrélation sériale normale ou d'une régression linéaire normale (7) (p. 358 et 360). En outre, les deux tests peuvent être considérés comme pratiquement indépendants. Ils sont donc bien appropriés pour faire ressortir dans les séries deux formes de persistance l'une à courte, l'autre à longue échéance.

Le niveau de signification adopté est 0,05.

Toutefois, pour des raisons d'homogénéité dans les décisions, dans le cas de plusieurs essais (test appliqué à plusieurs séries à la fois) les valeurs critiques ont été calculées de telle sorte qu'un essai n'est considéré comme significatif que si, sous l'hypothèse nulle (série aléatoire et simple), la probabilité d'être le seul significatif entre tous les essais considérés est 0,05.

En particulier, le tableau I donne les valeurs critiques des fonctions statistique $t(\varrho)$ (corrélation sériale) et $t(M)$ (tendance) de chacun de ces tests dans le cas où le nombre d'essais est égal à 1, 4 ou 12 (année -saisons -mois). Pour chaque test, la fonction statistique a été

Tableau I

Valeurs significatives au niveau 0,05 des statistiques reduites $t(\varrho)$ et $t(M)$ des tests de corrélation sériale et de tendance dans les séries de n essais.

n	1	4	12
$t(\varrho)$	1,645	2,23	2,63
$t(M)$	±1,96	±2,50	±2,86

réduite de telle sorte que, sous l'hypothèse nulle, sa distribution se confonde avec la loi normale réduite (de moyenne nulle et de variance unitaire). La différence entre les valeurs critiques pour l'un et l'autre tests provient de ce que l'hypothèse contraire à l'hypothèse nulle est uniquement celle d'une corrélation sériale positive (persistance dans le premier ($t(\varrho)$) tandis que dans le second ($t(M)$) l'hypothèse contraire est soit une tendance positive, soit une tendance négative. Le calcul de ces valeurs critiques a été facilité grâce à l'emploi des tables de BORGMANN (8).

2. Résultats de l'analyse statistique

a) Le tableau II donne le résultat de l'analyse statistique de la série des totaux mensuels et annuels de la quantité d'eau recueillie à Bruxelles-Uccle de 1833 à

Tableau II

Série pluviométrique de Bruxelles-Uccle. Valeurs des statistiques $t(\varrho)$ et $t(M)$ pour les totaux pluviométriques mensuels (J à D) et annuels (An).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
$t(\varrho)$	−0,67	−0,71	0,72	0,33	0,00	0,40	−0,31	−0,81	−2,89	−1,16	0,87	0,31	1,16
$t(M)$	1,21	−0,06	−0,11	0,67	−0,43	−0,79	1,37	0,41	−0,77	−0,28	0,62	2,07	1,54

1969. La comparaison avec les valeurs critiques données au tableau I montre qu'aucune valeur n'est significative. On peut donc conclure à la stabilité du régime pluviométrique de Bruxelles-Uccle.

Pour compléter cette analyse, on a représenté dans la partie supérieure de la fig. 1 les totaux annuels de la quantité d'eau recueillie de 1833 à 1969. De plus, dans la partie inférieure, on a reporté les valeurs t_1 et t_2 de la fonction $t(M)$ de tendance, calculée d'une manière progressive pour toutes les séries partielles débutant en 1833 (t_1) et pour toutes les séries partielles se terminant en 1969 (t_2). Il apparaît ainsi que des valeurs de t_2 sont supérieures à la valeur critique de 1852 à 1857. Toutefois, comme ce résultat semble lié à la fois à la présence (fortuite) de quelques valeurs faibles en début de série, soit en 1857, 1858 et 1864 et de quelques valeurs élevées en fin de série, soit 1965 et 1966, nous ne pensons pas qu'il faille en tirer quelque conclusion spéciale.

b) Le tableau III donne le résultat de l'analyse statistique de la série des moyennes mensuelles, saisonnières et annuelles de la température de l'air de 1834 à 1969. La comparaison avec les valeurs critiques du tableau I révèle cette fois des valeurs significatives de la fonction de corrélation sériale $t(\varrho)$ pour le printemps et l'année, en même temps que des valeurs significatives de la fonction de tendance $t(M)$ pour les mois de mars à mai, septembre et octobre, le printemps et l'automne ainsi que pour l'année. En outre, les valeurs de cette dernière fonction sont presque significatives pour l'été et le mois de novembre.

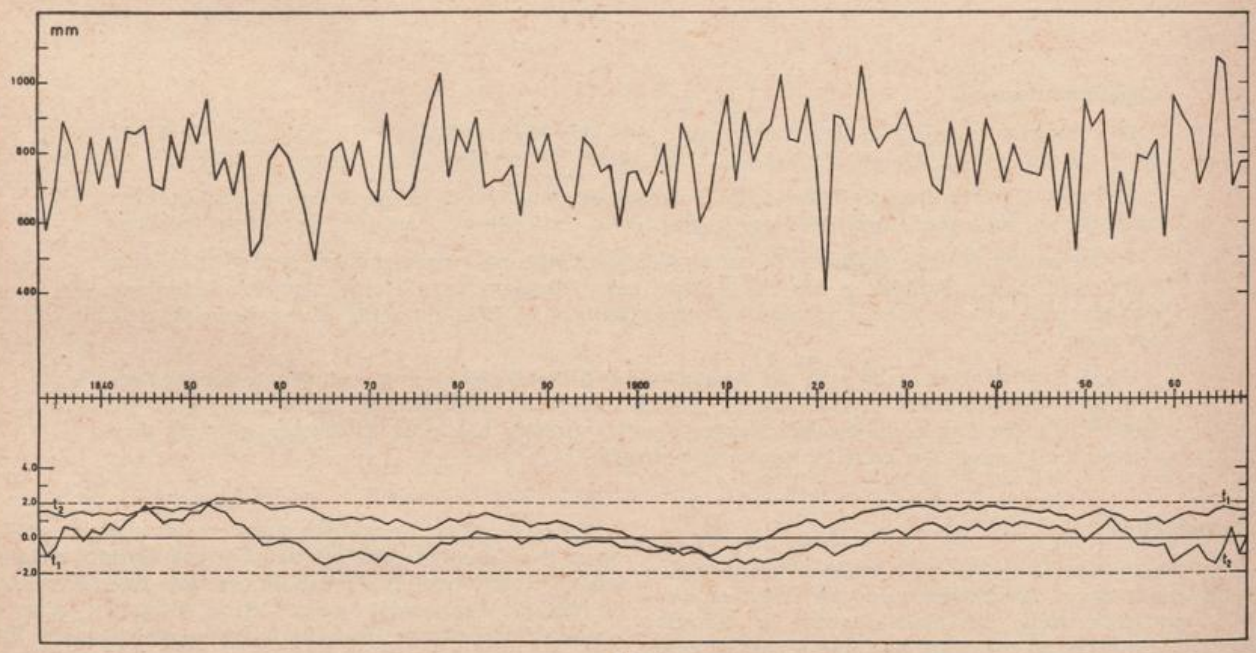


Fig. 1
Totaux pluviométriques annuels à Bruxelles-Uccle de 1833 à 1969. Valeurs de la statistique réduite du test de tendance pour les séries partielles débutant toutes en 1833 (t_1) ou se terminant toutes en 1969 (t_2).

Tableau III

Température de l'air à Bruxelles-Uccle. Valeurs des statistiques $t(\varrho)$ et $t(M)$ pour les moyennes mensuelles (D à N), saisonnières (H, P, E, A) et annuelles (An).

	D	J	F	H	M	A	M	P
$t(\varrho)$	−1,36	0,89	−0,30	0,81	−0,38	2,04	1,76	3,26
$t(M)$	1,08	1,76	0,99	2,04	3,62	3,25	3,87	6,07

	J	J	A	E	S	O	N	A	An
$t(\varrho)$	−1,18	0,92	0,00	0,76	−0,57	1,22	0,94	1,28	3,95
$t(M)$	0,83	1,92	1,78	2,45	3,70	3,58	2,58	5,14	5,84

Un résultat antérieurement trouvé est ainsi confirmé et précisé puisque grâce à l'analyse des séries de moyennes mensuelles on a pu désigner quels sont les mois qui subissent l'effet de la tendance.

Accessoirement, il convient de souligner que la diversité des valeurs trouvées pour les fonctions statistiques, en même temps que les probabilités infimes associées aux valeurs significatives sous l'hypothèse nulle, sont garantes de la réalité du phénomène.

Par ailleurs, dans la partie supérieure de la fig. 2 on a représenté les moyennes annuelles de la température

La stabilité remarquable de la première forme contraste, en effet, avec la tendance positive apparente pour tous les mois de l'année dans le cas de la seconde avec, pour les mois de mars à mai, ainsi que de septembre et d'octobre, un relèvement systématique indiscutable des températures dont le début s'est placé dans le courant de ce siècle. De plus, le relèvement constaté est d'autant plus remarquable que lors de notre premier examen des séries nous avions déjà pu montrer que les températures observées à De Bilt, Kleve, Greenwich-Kew, Paris et Frankfurt a. M. subissaient une évolution analogue.

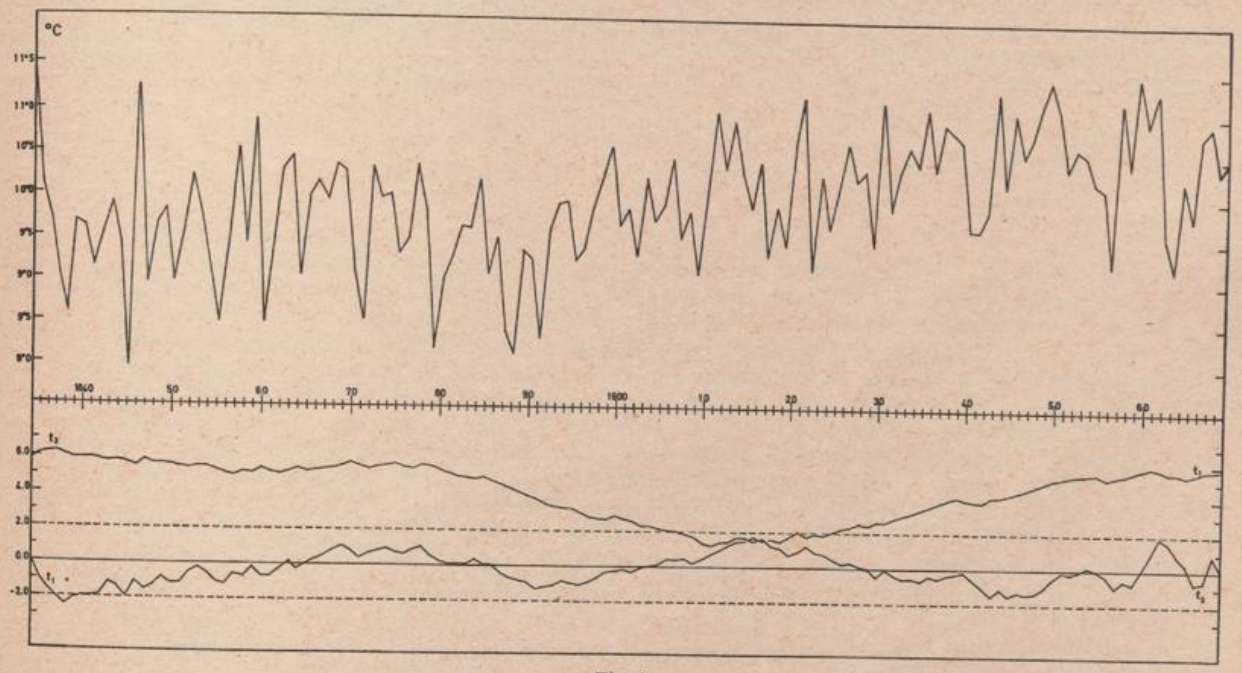


Fig. 2
Moyennes annuelles de la température de l'air à Bruxelles-Uccle de 1834 à 1969. Valeurs de la statistique réduite du test de tendance pour les séries partielles débutant toutes en 1833 (t_1) ou se terminant toutes en 1969 (t_2).

de l'air à Bruxelles-Uccle de 1834 à 1969, tandis que dans la partie inférieure, on a reproduit les valeurs t_1 et t_2 de la fonction $t(M)$ fournies par une analyse progressive analogue à celle qui a été effectuée pour les totaux annuels de la quantité d'eau recueillie. On relève ainsi que les courbes t_1 et t_2 se coupent en 1916, année approximative à partir laquelle la fonction t_1 prend systématiquement des valeurs supérieures à t_2. Si l'on adopte, cette date comme date du début du relèvement systématique de la température de l'air, on trouve de la même manière les dates du tableau IV. Ce tableau donne l'année de début du relèvement de la température moyenne de l'air pour chacun des mois et chaque saison pour lesquels ce relèvement est significatif.

On constate ainsi que le relèvement est plus récent pour l'automne que pour le printemps.

Les conclusions sont cependant intéressantes dans les deux cas, car si la stabilité de la première série cautionne la constance de notre régime pluviométrique et par là, celle de nos ressources naturelles en eau, les constatations faites à propos de la seconde apportent, croyons-nous, par l'extension régionale du phénomène, une contribution à l'explication de la récession glacière observée au cours de ce siècle, récession toujours présente, d'après les informations les plus récentes (9).

Tableau IV

Début du relèvement de la température moyenne de l'air.

M	A	M	P	S	O	N	A	An
1910	1926	1906	1911	1919	1955	1924	1929	1916

3. Conclusion

En résumé, l'analyse statistique des séries pluviométriques et thermométriques de Bruxelles-Uccle a fait ressortir un comportement très différent des unes et des autres.

Bibliographie

(1) SNEYERS, R.: Sur quelques propriétés statistiques la température de l'air en Belgique. Publ. Inst. Roy. Météor. Belg. Sér. A, No 4 (1956).

(2) SNEYERS, R.: Connexions thermiques entre saisons consécutives à Bruxelles-Uccle. Publ. Inst. Roy. Météor. Belg. Sér. B, No 23 (1958).

(3) SNEYERS, R.: La statistique des précipitations à Bruxelles-Uccle. Ciel et Terre 80 (1964) p. 145—164.

(4) SNEYERS, R.: Sur la détermination de la stabilité des séries climatologiques. Recherches sur la zone aride, XX. Les changements de climat (Actes du

Colloque de Rome organisé par l'Unesco et l'O.M.M.) Unesco 1963, p. 38.

(5) WALD, A.; WOLFOWITZ, J.: An exact test for randomness in the non parametric case based on serial correlation. Ann. Math. Statist. 14 (1943).

(6) MANN, H. B.: Non parametric test against trend. Econometrica 13 (1945) p. 245—259.

(7) KENDALL, M. G. et STUART, A.: The advanced theory of statistics. Vol. 3. London 1966.

(8) BORGMANN, L. E.: The frequency distribution of near extremes. J. geoph. Res. 66 (1961) p. 3295—3307.

(9) Fluctuations of Glaciers 1959—1965. A Contribution to the International Hydrological Decade. IASH (ICSI) Unesco, 1967.

Diskussionsbemerkungen

H. v. RUDLOFF: Die von Ihnen für die einzelnen Monate aufgefundene, zeitlich sehr unterschiedliche Klimaschwankung habe ich bei zahlreichen europäischen Orten ebenfalls gefunden. Neben einer zeitlichen, jahreszeitlich unterschiedlichen Schwankung fand ich noch eine räumlich-zeitliche in der Weise, daß die meisten Vorgänge sich von Nordwesten nach Südosten bewegten. Das Optimum wurde im arktischen Bereich schon 1926—1937 erreicht, in Zentraleuropa 1942 bis 1953 und im Südosten 1952—1961, in Südrußland zum Teil noch später.

R. SNEYERS: Les variations du climat dont parle Mr. v. Rudloff ont généralement été mises en évidence par le procédé des moyennes mobiles ou des sommes cumulées. Malheureusement, comme ce procédé conduit à un résultat analogue lorsqu'on l'applique à une série purement aléatoire, la méthode doit être considérée comme inadéquate pour son objet. L'originalité de la méthode statistique que nous avons utilisée provient de ce qu'elle offre un moyen rationnel et efficace de détecter les variations réelles du climat. Cette efficacité s'est trouvée demontrée par le fait que les variations du climat reconnues de cette manière apportaient pour la première fois une explication à la récession glaciaire récente.

W. AMBACH*), H. EISNER, H. MOSER, W. RAUERT und W. STICHLER

DK 551.579.3 : 551.577.7

Ergebnisse von Isotopenmessungen am Gletscherbach des Kesselwandferners (Ötztaler Alpen)

Zusammenfassung

Durch die Messung der jahreszeitlichen und tageszeitlichen Schwankungen des Tritiumgehalts im Abfluß eines Gletschers können Aussagen über den Anteil des Schmelzwassers aus dem Ablations- und Akkumulationsgebiet am Gesamtabfluß gemacht werden. Bei den angeführten Messungen im Abfluß des Kesselwandferners von 1967 bis 1970 liegen die Tritiumkonzentrationen zwischen 500 und 130 T. U. beim jahreszeitlichen Gang, beim tageszeitlichen Gang zwischen 260 und 150 T. U. In einem Meßbeispiel wurde gefunden, daß der Schmelzwasserabfluß aus dem Ablationsgebiet maximal 60% des Gesamtabflusses betragen kann. Messungen des Gehalts an Deuterium und Sauerstoff-18 zeigten entsprechende jahreszeitliche und tageszeitliche Variationen, wobei hohe Tritiumwerte einem niedrigen Deuterium- bzw. Sauerstoff-18-Gehalt entsprechen. Der Deuteriumgehalt variiert zwischen —105‰ und —125‰, bezogen auf SMOW. Mit Hilfe der Deuterium- und Sauerstoff-18-Messungen besteht die Möglichkeit, den Anteil des Quellwassers am Gesamtabfluß abzuschätzen, wenn weitere Messungen der einzelnen Komponenten des Gesamtabflusses durchgeführt sind.

Abstract

Measurement of the annual and daily fluctuations of the tritium content in the run-off of the glacier allows to find data concerning the melt-water portion from the ablation- and accumulation area with respect to the total run-off. As far as measurements of the Kesselwandferner-run-off made between 1967 and 1970 are concerned the tritium-concentrations amounted to between 500 and 130 T. U., the daily variations to between 260 and 150 T. U. Measuring example proved that the melt-water discharge from the ablation area may amount to a maximum of 60% of the total run-off. Measurements of the deuterium- and oxygen-18-content showed respective annual and daily variations; higher tritium-values corresponded to a lower deuterium- respectively oxygen-18-content. The deuterium content varies between —105‰ and —125‰ with respect to SMOW. Deuterium and oxygen-18-measurements allow to estimate the spring-water portion of the total run-off if further measurements of individual components of the total run-off exist.

1. Einleitung

Durch die Kontamination von Altschnee- und Firnschichten im Akkumulationsgebiet eines Alpengletschers mit radioaktiven Spaltprodukten und Tritium als Folge der seit 1952 durchgeführten thermonuklearen Waffenversuche ist das Schmelzwasser aus Schneeschichten radioaktiv markiert. Dagegen ist das aus den vorangegangenen Jahren stammende Gletschereis praktisch frei von Spaltprodukten und Tritium.

Der Gesamtabfluß eines Gletschers besteht im allgemeinen aus folgenden Komponenten: Schmelzwasser aus Schneeschichten, Schmelzwasser aus altem Gletschereis, subglaziales Quellwasser und Regenwasser. Da sich der Anteil der Komponenten im Gesamtabfluß mit dem Wärmehaushalt zeitlich ändert, ergeben sich jahreszeitliche und tageszeitliche Variationen der Aktivitätskonzentrationen im Abflußwasser. Eine Messung dieser Schwankungen kann damit Aufschlüsse über die Zusammensetzung des Gesamtabflusses aus den erwähnten Komponenten erbringen. URL (1) hat gezeigt, daß für dieses Problem Messungen der Tritiumkonzentration besser geeignet sind als Messungen der Gesamt-Beta-Aktivität: Tritium (T) ist in Wasser molekular eingebaut, während die radioaktiven Spaltprodukte an Aerosolteilchen gebunden sind, welche in Wasser verschieden stark in Lösung gehen.

Konzentrationsmessungen der im Wassermolekül enthaltenen stabilen Isotope Deuterium (D) und Sauerstoff-18 (^{18}O) zeigen ebenfalls jahreszeitliche und tageszeitliche Variationen wie die Messungen des Tritiumgehalts (AMBACH u. a. (2)). Die Variationen des D- und ^{18}O-Gehalts verlaufen jedoch gegenphasig zu den T-Variationen, d. h. geringe T-Konzentrationen entsprechen hohen Konzentrationen der angeführten stabilen Isotope. Der Gehalt der einzelnen Abflußkomponenten an stabilen Isotopen hat grundsätzlich andere physikalische Ursachen als jener des Tritiums, da er im wesentlichen durch Phasenänderungen (z. B. Schmelzen, Gefrieren, Kondensieren, Verdampfen) und die dabei herrschende Temperatur bedingt ist. Es ist deshalb zu erwarten, daß die aus T-Messungen gewonnenen Aussagen über die Zusammensetzung des Gesamtabflusses eines Gletschers durch Messungen des Gehalts dieser stabilen Isotope erweitert werden können.

*) Vortragender

2. Jahreszeitliche und tageszeitliche Schwankungen des Tritiumgehalts im Abflußwasser des Kesselwandferners

In Abb. 1 ist der jahreszeitliche Verlauf des Tritiumgehalts im Abfluß des Kesselwandferners vom April 1967 bis Juni 1970 dargestellt. Die T-Konzentrationen sind dabei in Tritium-Einheiten (T. U.) angegeben, der gesamte Meßfehler ist im allgemeinen kleiner als 10%. Es treten maximale T-Konzentrationen während des Winters und minimale T-Konzentrationen im Sommer weils niedrigsten T-Konzentrationen im Sommer sind durch maximale Anteile von Schmelzwasser aus tritiumfreiem Eis zu erklären.

Abb. 2 zeigt den tageszeitlichen Gang des T-Gehalts im Abfluß des Kesselwandferners vom 5.—8. 9. 1968, aus dem hervorgeht, daß sich der Anteil der einzelnen Schmelzwasserkomponenten während der hochsommerlichen Ablationsperiode im Laufe eines Tages ändert. Niedrige T-Konzentrationen sind auch hier zu Zeiten starker Abschmelzung (Mittag, früher Nachmittag)

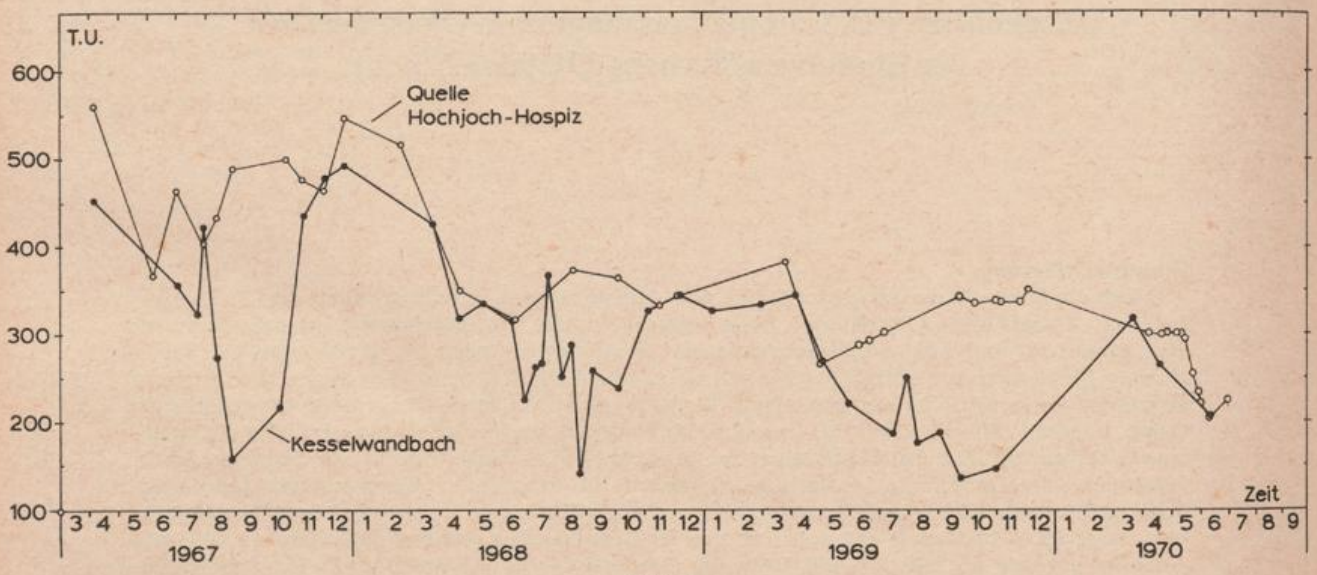


Abb. 1:
Jahreszeitlicher Verlauf des Tritium-Gehaltes im Abflußwasser des Kesselwandferners.

auf. Dies kann wie folgt erklärt werden (AMBACH u. a. (3)): Der winterliche Abfluß stammt von subglazialem Quellwasser und restlichem Schmelzwasser. Dagegen ist während der hochsommerlichen Ablationsperiode im Gesamtabfluß als zusätzliche Komponente tritiumfreies Schmelzwasser aus altem Gletschereis enthalten, welche eine starke Verringerung des Tritiumgehalts in dieser Zeit verursacht.

Zum Vergleich ist in Abb. 1 der jahreszeitliche Gang der T-Konzentration der Quelle Hochjochhospiz eingetragen. In den Winter- und Frühjahrsmonaten zeigt dieses Quellwasser ähnliche T-Konzentrationen wie das winterliche Abflußwasser, während im Spätsommer keine Erniedrigung der T-Konzentration auftritt. Dazu muß bemerkt werden, daß das Einzugsgebiet dieser Quelle mit dem Einzugsgebiet des Kesselwandbachs nicht zusammenhängt; trotzdem werden die T-Werte dieser Quelle vorläufig als charakteristisch für subglaziales Quellwasser angenommen.

Die große Streuung der T-Konzentrationen im Abflußwasser während der Sommermonate ist darauf zurückzuführen, daß Witterung bzw. Tageszeit (s. Abb. 2) die Abflußverhältnisse stark beeinflussen und die Probennahme nicht immer unter vergleichbaren Bedingungen erfolgen konnte.

Ein gutes Beispiel für den witterungsbedingten Einfluß ist in der zweiten Julihälfte 1968 zu sehen. Während dieser Zeit wurde durch Neuschnee die Ablation im gesamten vergletscherten Gebiet für mehrere Tage unterbrochen. Gleichzeitig tritt ein markanter Anstieg im T-Gehalt auf (Abb. 1), der mit geringem D-Gehalt korrespondiert (Abb. 3).

Im Winterabfluß treten Maximalwerte des T-Gehalts auf. Sie zeigen .während aufeinanderfolgender Jahre abnehmenden T-Gehalt, bedingt durch die allgemeine Abnahme der T-Konzentration im Niederschlag. Die je- und hohe Konzentrationen während der Nachtstunden zu beobachten. Der T-Gehalt variiert dabei zwischen 150 T. U. und 260 T. U. Der relative Gang und die absoluten Werte der T-Konzentrationen stimmen gut mit den Werten einer früheren 40stündigen Meßperiode vom 20.—21. 8. 1968 (AMBACH u. a. (2)) überein.

Einer Berechnung der wechselnden Komponenten des Gesamtabflusses aus den tageszeitlichen Variationen kann folgende Bilanzgleichung für den T-Gehalt T_t des Gesamtabflusses zugrundegelegt werden:

$$T_e \cdot q_e + T_s \cdot q_s + T_r \cdot q_r + T_Q \cdot q_Q = T_t; \qquad [1]$$

darin bedeuten q die relativen Anteile der Wasserführung, bezogen auf den Gesamtabfluß, und T die T-Konzentration (T. U.) der Komponenten, wobei die Indizes der Reihe nach Eis, Schnee, Regen und subglaziales Quellwasser anzeigen. Die angeführten Tagesgänge wurden an niederschlagsfreien Tagen gemessen, so daß der Anteil $q_r = 0$ gesetzt werden kann. Messungen des T-Gehalts von altem Gletschereis ergaben Werte zwischen 0 und 5 T. U., so daß das Produkt $q_e \cdot T_e$ im Ver-

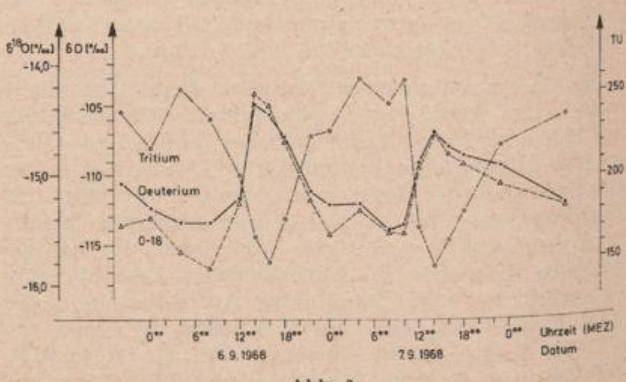


Abb. 2:
Tageszeitlicher Verlauf des Tritium-, Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehaltes im Abflußwasser des Kesselwandferners.

hältnis zu den anderen Gliedern der Gl. [1] wohl vernachlässigt werden kann.

Nimmt man zusätzlich an, daß die T-Konzentrationen von Quellwasser und von Schneeschmelzwasser annähernd gleich groß sind ($T_Q \approx T_s \approx T_{Qs}$), so vereinfacht sich Gl. [1] zu

$$T_{Qs} \cdot (q_Q + q_s) = T_t. \qquad [2]$$

Eine Abschätzung der T-Konzentration T_{Qs} erhält man durch Messung des Abflußwassers in Zeiten fehlender Eisschmelzung, also in Wintermonaten und in längerdauernden Schlechtwetterperioden im Sommer mit Neuschneebedeckung. So ergeben sich für die Ablationsperiode 1968 aus Messungen in den Wintermonaten 1968/1969 übereinstimmende Werte um 350 T. U. Dieser T-Gehalt stimmt gut mit jenem Spitzenwert überein, der während einer sommerlichen Schlechtwetterperiode in der zweiten Julihälfte 1968 gefunden wurde. Prinzipiell besteht zur Abschätzung von T_{Qs} auch die Möglichkeit, den T-Gehalt von Schnee direkt an Proben aus dem Akkumulationsgebiet zu bestimmen. Es zeigte sich jedoch, daß diese Werte örtlich und zeitlich stark schwanken, so daß die o. g. Methode bisher einen geeigneteren Mittelwert geliefert hat (AMBACH u. a. (4)).

Für den in Abb. 2 dargestellten Tagesgang ergibt die quantitative Auswertung von Gl. [2] zusammen mit

$$q_e + q_Q + q_s = 1 \qquad [3]$$

Extremwerte für die tageszeitliche Schwankung der Schmelzwasserkomponente q_e aus altem Gletschereis von 57% für das Maximum am Nachmittag und 26% für das Minimum am frühen Morgen. Dieses Ergebnis zeigt einen ähnlichen Anteil der Eisablation am Gesamtabfluß, wie er auf andere Weise von LANG (5) am Hintereisferner für eine mehrere Tage dauernde Ablationsperiode angegeben wurde, wobei die Angabe von LANG direkt aus Ablationsmessungen unter Berücksichtigung der gesamten Gletscheroberfläche erfolgt.

3. Jahreszeitliche und tageszeitliche Schwankungen des Deuterium- und ^{18}O-Gehalts im Abflußwasser des Kesselwandferners

Abb. 3 zeigt die jahreszeitliche Variation des Deuteriumgehalts im Abfluß des Kesselwandferners vom April 1967 bis April 1970. Die hier und im folgenden angegebenen D- und ^{18}O-Werte, δD bzw $\delta^{18}O$, sind Abweichungen in ‰ vom Isotopenverhältnis des international eingeführten Standards SMOW (Standard Mean Ocean Water), welcher einer D-Konzentration von 158 ppm und einer ^{18}O-Konzentration von 1989,5 ppm entspricht (CRAIG 1961). Die Meßgenauigkeit der δD-Werte beträgt ± 1‰, die der $\delta^{18}O$-Werte ± 0,2‰.

Alle Jahresgänge zeigen während der Ablationsperiode einen höheren D-Gehalt des Abflußwassers, der allerdings infolge witterungsbedingter und tageszeitlicher Einflüsse wie der T-Gehalt stark streut. Während der Frühjahrsmonate vor Beginn der Hauptablationsperiode treten Minimalwerte des D-Gehalts auf. Insgesamt läßt sich der Jahresgang des D-Gehalts qualitativ wie folgt deuten: Es wird angenommen, daß während der Wintermonate der Abfluß im wesentlichen aus subglazialem Quellwasser besteht, dessen δD-Wert über die Beobachtungszeit hinweg konstant bei etwa —119‰ liegt. Dieser Wert entspricht im Hinblick auf das hochliegende Einzugsgebiet im Vergleich zu anderen beobachteten Quellen der Erwartung. Der geringe D-Gehalt zu Beginn der Ablationsperiode (im späten Frühjahr) ist durch das Abschmelzen der obersten Schneeschichten bedingt. Deren D-Gehalt ist deswegen so niedrig, weil die mit der Alterung des Schnees verbundene Anreicherung der schweren Isotope (MOSER und STICHLER (7)) noch nicht oder nur wenig stattgefunden hat. Im weiteren Verlauf erreicht jedoch die Ablation jene Schnee- und Eisschichten, welche durch Isotopenfraktionierung bei der Alterung des Schnees zunehmend an D und ^{18}O angereichert sind.

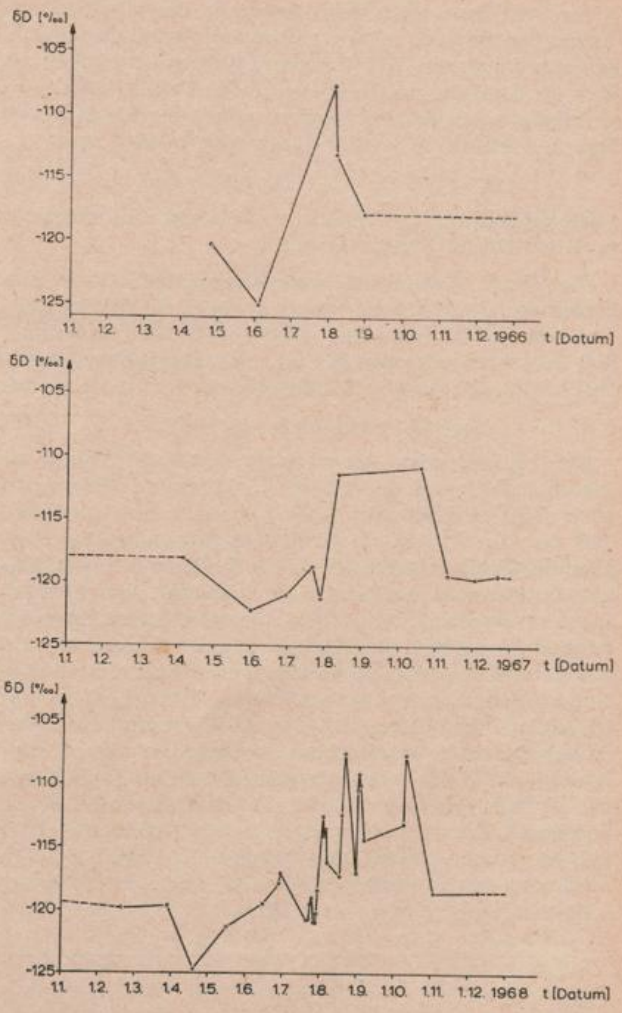


Abb. 3:
Jahreszeitlicher Verlauf des Deuterium-Gehaltes im Abflußwasser des Kesselwandferners

In Abb. 2 sind neben dem Tagesgang der T-Konzentration vom 6./7. 9. 1968 die Tagesgänge der D- und ^{18}O-Konzentrationen im Abfluß des Kesselwandferners dargestellt. Zur Zeit hohen Schmelzwasseranfalles (Mittag, Nachmittag) hat das Abflußwasser auch hier einen höheren D- und ^{18}O-Gehalt. Im Gegensatz zu der Deutung des Tagesganges des T-Gehalts kann das Wechselspiel der Abschmelzung von altem Eis (aus der Periode vor den Kernwaffentests) und jüngerem (tritium-kontaminiertem) Schnee nicht zur Erklärung der Variation der D- und ^{18}O-Gehalte herangezogen werden, da vorläufige Messungen des δD-Werts von Eis- und Schneeschmelzwasser erwartungsgemäß keine signifikanten Unterschiede ergeben haben. Es muß daher zunächst angenommen werden, daß diese Tagesgänge im wesentlichen durch die tageszeitlich verschiedenen Anteile an direkt abfließendem Schmelzwasser und subglazialem Quellwasser bedingt sind. Eine endgültige Feststellung hierzu wird allerdings erst nach weiteren Untersuchungen möglich sein.

Zwischen den in Abb. 2 dargestellten δD- und $\delta^{18}O$-Werten besteht eine lineare Beziehung $\delta D = m\delta^{18}O + t$ mit $m \approx 8$. Daraus kann geschlossen werden (z. B. nach DANSGAARD, (8)), daß alle Isotopenfraktionierungen zwischen Niederschlag und Abfluß im wesentlichen im Gleichgewicht stattgefunden haben.

Versucht man, auch den Tagesgang der δD-Werte zu einer quantitativen Aussage über den Anteil der einzelnen Komponenten im Gletscherabfluß zu verwenden, so kann in Analogie zu Gl. [1] von einer Deuteriumbilanzgleichung ausgegangen werden, wobei der durch Regen bedingte Abfluß q_r wieder gleich Null gesetzt wird:

$$D_s \cdot q_s + D_e \cdot q_e + D_Q \cdot q_Q = D_t. \qquad [4]$$

Die Bedeutung der einzelnen relativen Abflußanteile q_i entspricht derjenigen bei Gl. [1].

Die Werte D_i sind die Deuteriumkonzentrationen der einzelnen Abflußanteile, wobei D gleich δD gesetzt werden kann; folgt man der bereits erwähnten Annahme, daß Schmelzwasser aus Eis und Schnee gleichen D-Gehalt besitzt ($D_s = D_e = D_{se}$), so vereinfacht sich Gl. [4] zu:

$$D_{se} \cdot (q_s + q_e) + D_Q \cdot q_Q = D_t. \qquad [5]$$

Eine quantitative Auswertung dieser Gleichung ist jedoch auf Grund der bisher vorliegenden Messungen noch nicht möglich. Aus Abb. 3 ist zwar zu entnehmen, daß der im Winter als Grundlast angenommene subglaziale Quellwasseranteil einen δD-Wert von —119‰ hat; nimmt man zusätzlich jahreszeitliche Konstanz an, so kann damit $D_Q = -119$‰ gesetzt werden. Dagegen kann D_{se} nur durch direkte Messung der Schmelzwasserkomponenten bestimmt werden, wofür bisher noch keine eindeutigen Ergebnisse vorliegen. Immerhin erlaubt Gl. [5], aus dem Tagesgang der δD-Werte und unter der Annahme eines bestimmten momentanen Werts der Abflußanteile die Verteilung der Abflußanteile während des übrigen Tages zu berechnen: nimmt man z. B. an, daß im Maximum des Tagesgangs der δD-Werte (Abb. 2) der Quellwasseranteil $q_Q = 0{,}2$ ist, so ergibt sich im Minimum des Tagesgangs $q_Q = 0{,}7$, d. h. ein Schmelzwasseranteil ($q_s + q_e$) von ca. 30%.

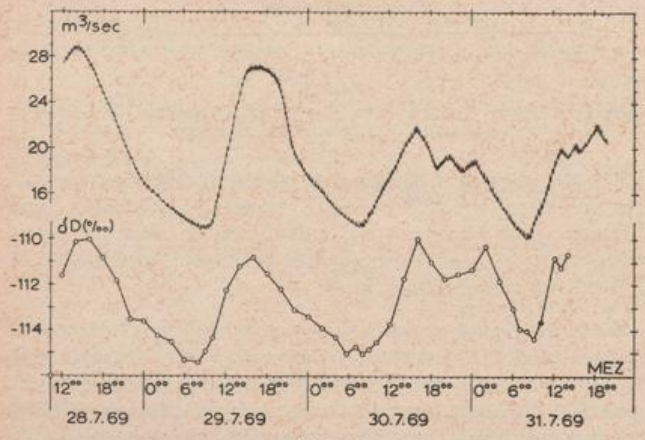


Abb. 4:
Tagesgang des Abflusses (m³/s) und des Deuterium-Gehaltes in der Rofenache, Pegel Vent

In Abb. 4 sind die Tagesgänge der Wasserführung und der δD-Werte, gemessen vom 28. bis 31. 7. 1969 an der Rofenache, Pegel Vent, zusammengestellt. Der weitgehend konforme Verlauf der beiden Meßkurven zeigt, daß das Maximum der Wasserführung durch einen Schmelzwasserstrom erhöhten D-Gehalts hervorgerufen wird.

4. Schlußfolgerung

Auf Grund der verschiedenen Ursachen für den Tritium- und Deuterium-Gehalt der einzelnen Komponenten des Gletscherabflusses ist es prinzipiell möglich, aus Messungen des Tritium- und Deuteriumgehalts unter Verwendung der Gl. [2], [3] und [5] die Größe der relativen Abflußanteile q_i im Tagesgang zu ermitteln.

Für die Unterstützung dieses Forschungsprogrammes wird der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung sowie allen Helfern bei Feld- und Laborarbeiten gebührend gedankt.

Literatur

(1) URL, M.: Glazialhydrologische Untersuchungen mit Tritium und radioaktiven Spaltprodukten. — Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck 1970.

(2) AMBACH, W.; EISNER, H.; MOSER, H.; STICHLER, W.: Deuteriumgehalt des Wassers im Gletscherabfluß. Naturwiss. 57 (1970) S. 86.

(3) AMBACH, W.; EISNER, H.; URL: Tritium activity variations in run-off from an alpine glacier. Internat. Assoc. Sci. Hydrol., Commission of Snow and Ice, Symposium Cambridge, U. K., September 1969. Druck angenommen.

(4) AMBACH, W.; EISNER, H.; THATCHER, L. L.: Tritium content in the firn layers of an alpine glacier. Internat. Assoc. Sci. Hydrol., Commission of Snow and Ice, Bern, 79 (1968) S. 126—134.

(5) LANG, H.: Hydrometrologische Ergebnisse aus Abflußmessungen im Bereich des Hintereisferners in den Jahren 1957—59. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 14 (1966) S. 280—302.

(6) CRAIG, H.: Standard for reporting concentrations of deuterium- and Oxygen-18 in natural waters. Science 133 (1961) S. 1833—1834.

(7) MOSER, H.; STICHLER, W.: Deuterium measurements on snow samples from the Alps. in: Isotope Hydrology 1970, IAEA, Wien 1970, S. 43—57.

(8) DANSGAARD, W.: Stable isotopes in precipitation. Tellus 16 (1964) S. 436—468.

H. LANG

DK 551.579.3

Über den Einfluß meteorologischer Faktoren auf den Schmelzwasserabfluß

Zusammenfassung

In den meisten Fällen, wo die Beziehung zwischen meteorologischen Faktoren und dem Schmelzwasserabfluß für praktische Zwecke gebraucht wird, sind die Ergebnisse relativ komplizierter Wärmehaushaltsmessungen nicht ohne weiteres verwendbar. In solchen Fällen bedarf es einfacher Beziehungen mit Größen, welche als meteorologische Standardmeßgrößen im allgemeinen zur Verfügung stehen, und welche genügend Information über die Abschmelzung an Schnee- oder Eisoberflächen abgeben können. Die vorliegenden Ergebnisse beziehen sich auf Regressionsanalysen mit Tageswerten und vermögen einen guten Einblick in die Struktur der stochastischen Beziehungen zu geben. Die wichtigsten Resultate werden im folgenden aufgeführt:

1) Die erste Gruppe von Regressionsanalysen bezieht sich auf den Abfluß aus einem 4480 m² großen relativ homogenen Versuchsfeld auf dem unteren Teil des Gr. Aletschgletschers während einer Wärmehaushaltsstudie im Juli/August 1965. Bei der Verwendung nur einer einzigen meteorologischen Einflußgröße ist der Korrelationskoeffizient für die Beziehung des Schmelzwasserabflusses (abhängige Variable) zur Lufttemperatur (unabhängige Variable) mit 0.75 bis 0.77 eher etwas besser als zur Globalstrahlung mit 0.73.

Die multiplen Regressionen zeigen die Globalstrahlung aber als die wichtigste Einflußgröße an, was den Ergebnissen aus der Wärmehaushaltsstudie entspricht; danach hat die Strahlungsbilanz 74% der erforderlichen Schmelzwärme geliefert. Der Dampfdruck erweist sich neben der Globalstrahlung und der Temperatur als weitere wichtige Einflußgröße. Bei Verwendung aller drei Einflußgrößen zusammen ergibt sich ein multipler Korrelationskoeffizient von 0.93.

Die Windgeschwindigkeit als vierte Einflußgröße bringt in diesem Fall keine Verbesserung der Regressionsbeziehungen, da der Windeinfluß bereits mit der Temperatur einbezogen ist. Dies ergibt sich aus dem hohen Korrelationskoeffizienten von 0.89 zwischen der Lufttemperatur, gemessen außerhalb des Gletschers, und der Windgeschwindigkeit auf dem Versuchsfeld; dieser enge Zusammenhang resultiert aus dem Entstehungsmechanismus des katabatischen Gletscherwindes.

2) In der zweiten Gruppe von Regressionen wird der Abfluß aus dem gesamten Einzugsgebiet (Massa, 195 km², 67% vergletschert) für denselben Zeitraum wie unter 1) analysiert. Dabei erweist sich die Lufttemperatur als die wichtigste Einflußgröße in der Beziehung zum Abfluß. Sie liefert in einem Einzugsgebiet, das sich über einen größeren Höhenbereich erstreckt, nicht nur Information über den Wärmegehalt der Luft, sondern auch über den Höhenbereich der Null-Grad-Grenze, womit ein ungefähres Maß gegeben ist über den Anteil der Gletscherfläche mit günstigen Bedingungen für Schmelzwasserabfluß. In ähnlicher Weise ist auch der relativ große Einfluß des Dampfdruckes zu verstehen; er dient nicht nur als Maßzahl für den latenten Wärmegehalt der Luft, sondern liefert darüber hinaus gewisse Information über den Höhenbereich, in dem der Dampfdruck den Wert des Sättigungsdampfdruckes über einer schmelzenden Schnee- und Eisoberfläche erreicht. Bei dem hohen Wert der spezifischen Verdunstungs- bzw. Kondensationswärme ist es für den Schmelzwasserabfluß nicht unerheblich, in welcher Höhe die Bedingungen für Kondensation umkehren in Verdunstungsbedingungen. In diesem Zusammenhang muß auch noch die Beziehung von Temperatur und Dampfdruck mit der langwelligen Einstrahlung erwähnt werden. Der in den Regressionsanalysen aufscheinende Einfluß der Globalstrahlung auf den Schmelzwasserabfluß kann nur verstanden werden, wenn man die negative Korrelation zwischen Globalstrahlung und Niederschlag berücksichtigt.

3) In der dritten Gruppe von Regressionsanalysen wird der Versuch gemacht, die jahreszeitlichen Veränderungen in der Beziehung zwischen Schmelzwasserabfluß und den meteorologischen Parametern aufzuzeigen. Als Stichproben dienten die Schmelzperioden der Jahre 1965—1968, wobei neben dem Einzugsgebiet des Gr. Aletschgletschers auch noch das Einzugsgebiet des Roseggletschers (Rosegbach, 66,5 km², 33% vergletschert) analysiert wurde.

Die Veränderungen in den Regressionsbeziehungen werden in erster Linie verursacht durch die im Verlauf der Schmelzperiode abnehmende Schneebedeeckung, wobei sich die hypsographische Charakteristik der Einzugsgebiete und ihre Vergletscherung deutlich auswirken, wie der Vergleich der Resultate von beiden Einzugsgebieten zeigt. Das auch in den unteren Höhenbereichen relativ stark vergletscherte Aletschgebiet zeigt während der gesamten Schmelzperiode ein ausgesprochen glaziales Abflußregime, was sich in dem zeitlich ziemlich unveränderlichen positiven Einfluß der Temperatur äußert, während der Einfluß des Niederschlages negativ erscheint. Beim geringer vergletscherten Roseggebiet dagegen nimmt mit fortschreitender Ablationsperiode der Einfluß der Temperatur auf den Abfluß ab, während für den Niederschlag ein Übergang von einem anfangs mehr negativen Einfluß zu einem positiven Einfluß gegen das Ende der Ablationsperiode hin festzustellen ist; dies ist als Übergang von einem glazialen zu einem überwiegend pluvialen Abflußregime zu bezeich-

nen. Als weiterer Faktor ist die jahreszeitliche Veränderung in der Abflußverzögerung wirksam, was besonders in den berechneten Korrelationsfunktionen zum Ausdruck gelangt.

Die ausführliche Darstellung der hier zusammengefaßten Ergebnisse ist in folgenden Publikationen zu finden:

(1) LANG, H.: Relations between glacier runoff and meteorological factors observed on and outside the glacier. IUGG/IASH Publ. No. 79 (1968) S. 429—439.

(2) —: Variations in the relations between glacier runoff and meteorological elements. Symposium on the Hydrology of glaciers, 7—13 Sept. 1969, Cambridge, England IUGG/IASH, 1970 (in press).

H. STEINHÄUSSER

DK 551.573 : 551.579.2

Gebietsverdunstung und Wasservorrat in verschiedenen Seehöhen Österreichs

Zusammenfassung

In die Wasserbilanz der österreichischen Flußgebiete wird ein höhenabhängiger mittlerer Jahresgang der Gebietsverdunstung eingeführt, der relativ hohe Verdunstung in höheren Gebirgslagen nur im Sommer zum Teil infolge des schneefreien Bodens aufweist. Zu Zeiten der Wasservorratsbildung aus den Schnee- und Eisrücklagen ist die Verdunstung in alpinen Lagen geringer als nach früheren Jahresverteilungen der Verdunstung, der Wasservorrat deshalb teilweise höher.

Die mittlere Verdunstung weist in den einzelnen Monaten ebenfalls eine Abnahme mit wachsender Seehöhe auf, ähnlich wie sie für die mittlere jährliche Gebietsverdunstung in österreichischen Flußgebieten gefunden worden war.

Abstract

Into the water balance of the Austrian river basins a mean annual variation, depending on the altitude, of the evaporation of the area is introduced which shows only in summer a relatively high evaporation in higher mountain areas partly due to the soil free of snow. During the period when the water stock is built up from snow and ice remains the evaporation is lower in alpine areas than according to former annual distributions of the evaporation, therefore the stock of water is partly larger.

In some months the mean evaporation also shows a decrease with increasing height above sea level, similar to that found for the mean annual evaporation of the areas in Austrian river basins.

Für die Wasserwirtschaft und Landwirtschaft ist das Verfahren von Bedeutung, aus den mittleren monatlichen Gebietsniederschlägen h_N und den Abflußhöhen h_A die Wasserbilanz der Flußgebiete, insbesondere Rücklage und Aufbrauch h_R und auch den mittleren Gesamtvorrat H_R an festem Niederschlag und zirkulationsfähigem beweglichem Grundwasser möglichst genau zu ermitteln oder zumindest abzuschätzen. Die Beobachtungsergebnisse im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade (IHD) können dazu beitragen, die Genauigkeit der hydrologischen Bilanzmethode zu verbessern; vor allem zur Gewinnung exakter Abflußreihen. Bedarf besteht auch an Niederschlagsmitteln von Einzugsgebieten, die aus den Ergebnissen eines dichten Beobachtungsnetzes heute maschinell leicht berechnet werden könnten.

In früheren Untersuchungen des Verfassers (1) wurden zu Berechnungen der mittleren monatlichen Wasservorratsänderung h_R solche Monatsmittel der Gebietsverdunstung h_V verwendet, die mittels zweier für alle österreichischen Flußgebiete gleicher Verteilerschlüssel, eines für hohe, des anderen für tiefere Lage des Grundwassers, prozentual aus dem mittleren Jahreswert der Gebietsverdunstung, ermittelt wurden. Dabei ergeben sich die mittleren Rückhalt- bzw. Aufbrauchhöhen aus der Gleichung

$$h_R = h_N - h_A - h_V \; ; \qquad [1]$$

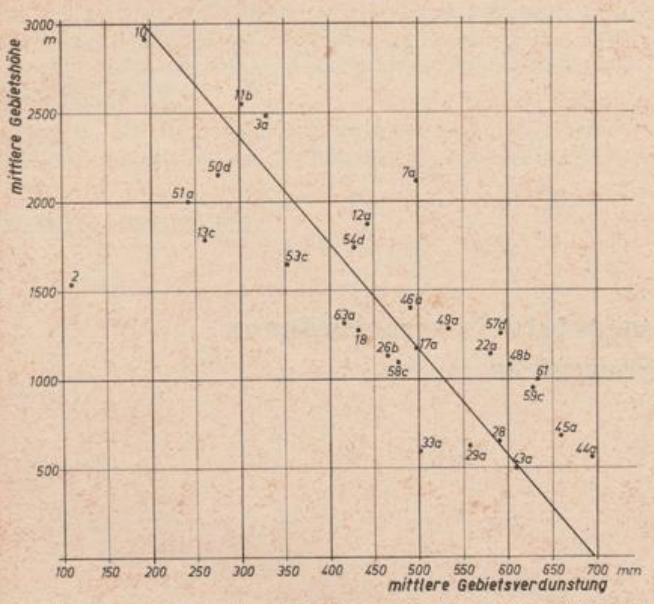
der mittlere Jahreswert der Verdunstung $\overline{h}_V$ wurde wie üblich als Differenz aus Jahresniederschlag $\overline{h}_N$ und -abfluß $\overline{h}_A$ ermittelt

$$\overline{h}_V = \overline{h}_N - \overline{h}_A \quad (\text{mm/Jahr}). \qquad [2]$$

Die mittlere Jahresverdunstung $\overline{h}_V$ nimmt in österreichischen Flußgebieten im Durchschnitt mit der Gebietshöhe ab (1), und zwar um jeweils 170 mm/Jahr, wenn die Gebietshöhe um 1000 m Seehöhe wächst (s. Abb.). Diese Regel gilt für die untersuchten Einzugsgebiete bis nahezu 3000 m Seehöhe. Durchschnittswerte erhält man aus der Beziehungsgleichung

$$\overline{h}_V\,(\text{mm}) = 700 - 0{,}17 \cdot H \quad (\text{Seehöhe H in m}). \qquad [3]$$

Das Korrelationsmaß $r^2 = 0{,}51$ besagt, daß die Jahresverdunstung zu etwa 50% direkt oder über andere hydrometeorologische Elemente indirekt von der Seehöhe abhängig ist. Die Abnahme der Jahresverdunstung mit der Seehöhe ist aus der trotz größeren mittleren Regenmengen geringen Verdunstung des kompakten, steilen Bodens in höheren Lagen, der Regen rasch ableitet, zum Unterschied von der stärkeren Verdunstung der langsam fließenden Zuflüsse oder stehenden Gewässer in niederen Lagen, zu erklären. Besonders aber die weniger dichte Vegetation und kürzere Vegetationszeit, ferner die mit wachsender Seehöhe länger andauernde und mächtigere Schneedecke reduzieren die Jahresverdun-



Beziehung zwischen Jahres-Gebietsverdunstung und mittlerer Seehöhe österreichischer Flußgebiete.

stung hochgelegener Einzugsgebiete; beeinflussen aber auch stark ihre jahreszeitliche Verteilung. Ist doch besonders die Schneeverdunstung in hohen Lagen zumeist relativ klein gegenüber der Verdunstung vom schneefreien Boden während des kurzen Sommers, in dem noch der höhere Sättigungsdampfdruck des erwärmten Bodens gegenüber dem der Luft verdunstungsfördernd wirkt, sofern keine Einbuße durch geringere Wasserbedeckung als Folge der Bodenerwärmung eintritt.

Die erwähnten beiden Schlüssel für die relative Aufteilung der mittleren Jahresverdunstung $\overline{h_V}$ auf die einzelnen Monate wurden nach Lysimeter-Ergebnissen in verschiedenen Gebieten Mitteleuropas tieferer Lagen aufgestellt (1; 1968). Der Schlüssel für österreichische Einzugsgebiete mit vorherrschend tiefliegendem Grundwasser, der auch für Karstgebiete gilt, hat gemäß Tab. 1 zwei Maxima der monatlichen Verdunstung: von 17,1% der Jahresverdunstung im Mai und von 16,8% im Juli; bei hochreichendem Grundwasser fällt das eine Maximum von 18,7% auf den Juli.

Bei den großen Höhenunterschieden der untersuchten österreichischen Einzugsgebiete — ihre mittlere Gebietshöhe liegt zwischen 500 und 2915 m Seehöhe — erschien es ratsam, durch Einführung höhenabhängiger monatlicher Verdunstungswerte die Genauigkeit der Wasserbilanzen zu vergrößern, insbesondere in höheren Gebirgslagen den Wasservorrat als abhängige Bilanzgröße genauer zu erfassen.

In Tab. 1 ist die prozentuale Verteilung der mittleren Jahresverdunstung (100%) auf die einzelnen Monate für 1200, 2000 und 2500 m Seehöhe nach einer Arbeit W. MÜLLERS (2) ermittelt. Dabei wird zu vorläufigen Abschätzungen diesen Berechnungen und Beobachtungen an einzelnen Gebirgsstationen repräsentative Bedeutung für ganz Österreich eingeräumt.

Bei den Verdunstungsverteilungen für Höhen ab 2000 m sind vor allem die hohen Anteile im Sommer beachtenswert. Das Maximum steigt von 17% der Jahresverdunstung in der Niederung bis 2500 m Höhe auf den doppelten Wert, und zwar besonders auf Kosten der prozentualen Verdunstungswerte im Frühjahr.

Wie sich die höhenabhängigen Verdunstungsverteilungen auf die Werte des Wasservorrates auswirken, wird an einigen Beispielen mit verschiedener Gebietshöhe in Tab. 2 durch Vergleich mit den früheren Ergeb-

Tab. 1

Prozentuale Aufteilung der Jahresverdunstung auf die einzelnen Monate in österreichischen Flußgebieten

Monate	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Grundwasser												
tiefliegend	0,9	2,2	4,9	10,1	**17,1**	15,2	**16,8**	15,4	10,6	4,5	1,5	0,8
hochreichend	0,9	2,1	4,7	8,9	15,8	17,9	**18,7**	15,2	9,6	4,1	1,4	0,7
In Seehöhe (m)												
1200	0,4	1,4	3,3	5,5	11,1	16,3	**19,6**	19,4	12,4	7,6	2,2	0,8
2000	1,0	0,9	1,3	4,0	5,4	10,0	**25,8**	23,2	16,6	9,1	2,2	0,5
2500	1,3	1,5	0	−0,5	3,8	4,5	23,6	**34,5**	21,7	6,1	2,7	0,8

Tab. 2

Zweimonatsmittel des Wasservorrates in österreichischen Einzugsgebieten

Nr.	Einzugsgebiet	Gebietsgröße km²	Gebietshöhe m	Zweimonatsmittel des Wasservorrates in mm X/XI	XII/I	II/III	IV/V	VI/VII	VIII/IX
3a	Faggenbach bei Platz	191	2480	61	169	295	**384**	169	0
3a	Faggenbach bei Platz (1)	191	2480	72	182	291	**310**	68	0
7a	Sanna bei Bruggen	727	2115	55	200	377	**389**	133	0
7a	Sanna bei Bruggen (1)	727	2115	82	228	**380**	307	38	0
10	Venter Ache bei Vent	165	2915	83	207	351	**464**	234	0
10	Venter Ache bei Vent (1)	165	2915	95	221	348	**392**	134	0
11b	Ötztaler Ache bei Tumpen	791	2550	75	188	318	**422**	214	0
11b	Ötztaler Ache bei Tumpen (1)	791	2550	86	200	315	**355**	121	0
13b	Ziller bei Straß	1137	1785	0	75	**175**	170	68	8
13b	Ziller bei Straß (1)	1137	1785	43	116	**191**	107	0	17
49a	Mur bei Frohnleiten	6548	1280	29	64	**90**	31	0	0
49a	Mur bei Frohnleiten (1)	6548	1280	80	112	**125**	10	0	31
57d	Gail bei Federaun	1305	1257	75	147	**249**	130	6	0
57d	Gail bei Federaun (1)	1305	1257	119	194	**277**	126	0	13

nissen (1) gezeigt. Der Wasservorrat H_R wird durch Aufsummieren der monatlichen, in vorliegender Arbeit der zweimonatlichen Rückhalt- bzw. Aufbrauchhöhen gebildet. Sein mittlerer Tiefstwert wird gleich Null gesetzt, so daß der Vorrat nur positive Werte annimmt.

Die vorstehend erwähnte geringe Verdunstung während des Frühjahrs in höheren Lagen begünstigt stark die Wasservorratsbildung aus den Schnee- und Eisrücklagen dieser Monate bis zum Vorratsmaximum, das mit der mittleren Höhenlage der Einzugsgebiete an Größe wächst (1) und in Einzugsgebieten mit Hochgebirgsanteilen im Februar oder März, in einigen über 2000 m hoch gelegenen noch später auftritt. So beträgt das Vorratsmaximum aus Tab. 2 beim Faggenbach 29,7%, früher 24,0% des mittleren Jahresniederschlags; auch bei der Venter Ache liegt es höher (neu 32,3, früher 27,3%) sowie bei der Ötztaler Ache (32,3, früher 27,2% des Jahresniederschlags). Bei der Sanna ist, obwohl ihre mittlere Gebietshöhe über 2100 m beträgt, das Vorratsmaximum neuerdings nur um 9 mm größer, die Verdunstungssumme in den Monaten mit Wasserrücklagen, überwiegend in fester Form, um den gleichen Betrag kleiner geworden. Umgekehrt ist das Verhalten bei folgenden Flußgebieten: Das Vorratsmaximum ist nach Neuberechnung mit höhenabhängigen Verdunstungswerten beim Ziller um 16 mm, bei der Mur um 35 mm, bei der Gail um 28 mm kleiner geworden. Diese Abnahme ist u. a. bedingt durch die höhere Verdunstung im Herbst und durch eine Verschiebung der Lage des Vorratsminimums.

Infolge der im Verhältnis großen sommerlichen Verdunstung in höheren Lagen werden teilweise auch größere Höchstvorräte im gleichen Zeitraum wie früher, bis zum Spätsommer oder bis zum Frühherbst aufgebraucht.

Es wurde ferner untersucht, ob die mittleren monatlichen Verdunstungswerte eine gleichartige Höhenabhängigkeit aufweisen wie ihre Jahresmittel. Bei Anwendung der in Tab. 1 wiedergegebenen Verdunstungs-Verteilungen auf die mittlere Jahresverdunstung in verschiedenen Höhenlagen Österreichs nach Gl. [3] nimmt auch die mittlere monatliche Verdunstung in den meisten Monaten mit größerer Seehöhe ab. Eine geringe Zunahme tritt nur im Juli und September infolge der Zunahme der relativen Verdunstung mit der Seehöhe ein.

Mag auch die Einsetzung der höhenabhängigen Verdunstungsanteile bei einzelnen Wasserbilanzen keine markanten Änderungen gegenüber den Vorratswerten nach früheren Schlüsseln ergeben, so erscheint es doch sachlich notwendig, die tatsächliche Monatsverdunstung als Rechnungsgrundlage möglichst genau anzunähern.

Literatur

(1) STEINHÄUSSER, H.: Der Wasservorrat aus der Wasserbilanz österreichischer Flußgebiete. Österr. Wasserwirtsch. 20 (1968) S. 7—14.
—: Gebietsverdunstung und Wasservorrat in verschiedenen Seehöhen Österreichs. Österr. Wasserwirtsch. 22 (1970) S. 163—170.

(2) MÜLLER, W.: Zur Schätzung der Gebietsverdunstung im Gebirge. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. Ser. B 13 (1965) S. 193—206.

P. VEYRET

DK 551.324

Observations recentes sur deux glaciers du massif du Mont Blanc

Résumé

Il s'agit d'observations sur le glacier des Bossons et le glacier de Trient, tous deux en crue depuis plusieurs années. Ce dynamisme permet d'observer le mouvement (végétation arrachée ou recouverte, forme des fronts, situation des fronts à la fin de l'été), de constater l'érosion glaciaire (exemples très frais rive droite du glacier des Bossons), d'assister à l'édification de moraines frontales et latérales surtout sous l'effet de la pousée frontale et latérale du glacier.

Après une longue suite d'années de recul, la plupart des glaciers, dans le massif du Mont Blanc comme dans bien d'autres massifs, présentent, surtout depuis trois ans, un net accroissement de leur partie frontale, qui avance, s'élargit, se gonfle. La principale exception y provient de la Mer de Glace, dont les névés se sont épaissis, qui montre en cours de route des effets de gonflement, mais dont le front, sans doute en raison de la conformation du bassin glaciaire et de la longueur de la langue, reste stationnaire (en 1970).

Ce nouveau dynamisme des régions frontales, où les observations peuvent se multiplier sans difficultés d'accès, rend les glaciers très intéressants car on peut étudier à la fois le mouvement lui-même, les processus d'érosion, les processus d'accumulation.

1. Le mouvement

L'allongement et surtout l'élargissement des glaciers sont particulièrement évidents lorsqu'ils détruisent de la végétation, comme on l'observe sur la rive droite et au front du glacier des Bossons. Il ne s'agit pour le moment que de quelques arbrisseaux, mais si le gonflement s'accentue, sur les bords les destructions d'arbres prendront une allure spectaculaire. On observe également avec intérêt le déplacement de gros blocs, coincés entre la glace et le versant rocheux, par rapport à des repères végétaux; celà prouve que ces blocs, tombés du glacier, sont entraînés par lui et donc capables d'une érosion latérale. Le mouvement se déduit aussi de la forme du front, qui du profil en biseau de la décrue passe à la falaise de glace du glacier en crue. Les deux profils coexistent au front du glacier de Trient, avec ébauche de grotte à la sortie du torrent. La Mer de Glace, dont on a rappelé qu'elle n'avançait pas encore, présente une situation contradictoire: tandis que le glacier proprement dit conserve un profil en biseau, le bloc de glace morte qui actuellement forme un front postiche dessine une courte falaise avec portail.

L'ampleur du mouvement se précise aussi quand on étudie le comportement du front par rapport à la fusion estivale. On sait que le glacier atteint souvent sa plus grande longueur en mai-juin: après le ralentissement de l'hiver, il a déjà retrouvé sa vitesse d'été et l'allongement qui en résulte n'est pas encore attaqué par les grosses chaleurs; la fin de l'été, pour les glaciers qui ne progressent pas vigoureusement et surtout aux altitudes les plus basses, présente le spectale d'un front en retrait par rapport au maximum de mai-juin et une glace en ruine. C'est ce que l'on ovyait au front du glacier des Bossons en 1968 et mêne 1969. En 1970, pour les Bossons et le glacier de Trient, on constate au contraire que pendant l'été, malgré une fusion abondante (été chaud), le front a continué sa progression. Les repères, surtout végétaux, prouvent cette progression, mais aussi le fait que la glace en fusion n'a pas décollé des moraines actuelles. Celà se voit déjà aux Bossons, malgré une altitude basse (inférieure à 1250 m.), avec cette particularité que le glacier se termine de façon double, de la glace plus ou moins couverte de moraine, plus ou moins morte, bordant le mur de glace vive, en faible retrait (2 à 3 m.). Corrélativement, le glacier, au moins pour partie, a conservé sa largeur de mai-juin, surtout au droit du versant boisé (faible réverbération). Mais c'est le glacier de Trient qui illustre le mieux ce dynamisme estival: entre juillet et août 1970, la partie en biseau du front s'est gonflée à son tour, tandis que la glace appuie fortement, partout, contre sa moraine frontale (vers 1650 m.).

2. Les processus de l'érosion glaciaire

Sur le bord de ces glaciers dynamiques, apparaissent des phénomènes que l'on n'observe pas au bord de glaciers plus statiques comme la Mer de Glace. Les blocs de rochers serrés entre glace et versant, comprimés et entraînés par le mouvement des glaciers, abondent. Sur le bord droit des Bossons, leur nombre a considérablement augmenté cette année, entre juillet et septembre, dans un secteur où ils proviennent uniquement du glacier et non du versant, entièrement boisé; la baisse de niveau de la glace par fusion estivale, plus sensible au bord qu'au centre, a sans doute favorisé un glissement latéral. Les graviers, sables ou blocs enchassés dans la glace apparaissent à certains moments, sur des longueurs variables, avec une grande abondance locale; il n'a pas été possible d'observer à quel moment la glace se charge ainsi d'éléments durs, indispensables à une érosion efficace.

Qu'il s'agisse des blocs coincés entre glace et versant ou des graviers et blocs enchassés dans la glace, dans les

deux cas ce sont en effet les outils grâce auxquels le glacier peut user les roches les plus dures, les strier, les polir, creuser des cannelures. Au cours de ma visite du 18 septembre 1970, j'ai pu constater, sur les rochers de la rive droite des Bossons, une telle érosion, datant de peu de jours et photographier une demi-douzaine de sillons d'une parfaite fraîcheur (ils n'existaient pas en août), pouvant atteindre une longueur de 40 cm, une largeur de 1—2 cm, une profondeur de 3—5 mm. Cette érosion s'explique par le passage en force, entre la mi-août et la mi-septembre, d'un train de blocs eux-mêmes cristallins (surtout de la protogine du Mont Blanc); sur l'un de ces blocs, on observe une usure tout à fait comparable.

Ces observations nous paraissent décisives pour dissiper les doutes que l'on formule encore à l'égard de l'érosion glaciaire: autant dire que l'on voit ici le glacier à l'oeuvre. D'un autre côté, le caractère intermittent des graviers et blocs enchassés dans la glace fait comprendre pourquoi, à l'occasion du percement de galeries sous-glaciaires (par exemple au glacier de Tré-la-Tête, versant Sud du Mont Blanc), on a découvert très peu d'éléments rocheux dans la glace. Mais un paquet de graviers ou un bloc érodent de façon continue, sans connaître les temps morts qui caractérisent le transport des alluvions par les eaux.

3. Les processus de l'accumulation glaciaire

De tous les processus d'accumulation glaciaire, le plus spectaculaire est actuellement la formation de moraines frontales de poussée: le glacier, comme un bull-dozer, refoule devant son front en progression tous les matériaux qu'il rencontre, y compris d'énormes blocs. Le phénomène s'observe très bien au front des glaciers des Bossons et du Trient car le plancher alluvial sur lequel progresse la glace est encombré de débris de toute taille, tombés des moraines du «petit âge glaciaire» qui les dominent. Mais des matériaux viennent aussi des glaciers actuels: l'accélération du mouvement et le gonflement central de la glace activent les chutes de blocs, soit vers le front, soit vers les cotes (observations au glacier de Blaitière). Sur la Mer de Glace, le gonflement du courant correspondant au glacier du Tacul («veine blanche», par opposition à la «veine noire» venue du glacier de Leschaux) s'accompagne de deux alignements de gros blocs, de part et d'autre du dos de glace. La présence fréquente de gros blocs au sommet de moraines latérales peut s'expliquer par ce gonflement de la glace et ce glissement des blocs.

Les chutes venant du glacier coopèrent avec la poussée latérale de la glace en crue pour édifier des moraines latérales. Sur le glacier des Bossons, dont la langue terminale actuelle ne coule pas selon l'axe longitudinal de la vallée, mais se dirige obliquement de la gauche vers la droite, c'est surtout rive droite, du côté où se produisent à la fois les chutes de blocs et la poussée du front, que l'on constate l'édification de moraines latérales, qui servent dès à présent de sentier pour l'accès au glacier.

Frontales ou latérales, ces jeunes moraines renferment souvent des blocs de glace détachés des glaciers, enterrés sous des alluvions; leur fusion tardive à cause de cette couverture, provoque des remaniements et ce processus peut expliquer des stratigraphies morainiques particulièrement embrouillées.

Ces observations, portant sur trois années, restent fragmentaires et incomplètes, mais si le mouvement de progression des glaciers s'accentue au cours des prochaines années, elles s'enrichiront et se compléteront. Elles paraissent déjà suffisantes pour montrer que l'avance des glaciers n'est pas intéressante seulement en elle-même, mais mérite par ses processus d'attirer l'attention de tous ceux qui se préoccupent de morphologie glaciaire.

W. ATTMANNSPACHER*) und R. ANIOL

DK 551.501.81 : 551.577.21

Erste Versuche einer quantitativen Niederschlagsmessung mittels Radar am Hohenpeißenberg

Zusammenfassung

Nach kurzer Beschreibung des Meßprinzips und der bei der Umrechnung mittels der Radargleichung auftretenden Schwierigkeiten wird über eigene Messungen berichtet. Einige Ergebnisse werden gezeigt.

Die zunächst noch manuell durchgeführten Messungen lassen bereits den ausschlaggebenden Vorteil einer Radarniederschlagsmessung erkennen, nämlich das objektive Erfassen von Flächenniederschlägen.

Abstract

At first a short description of the basic principias of the measurement is given; also the difficulties are shown by aid of the radarequation. Some results are presented. Already the mainly manual made measurements show the dominating advantage of radar precipitation measurements: The objective grasp of the precipitation over an area, the objective measurement of precipitation patterns.

1. Radargerät und Meßprinzip

Der Versuch, mit Hilfe eines Radargerätes den Niederschlag quantitativ zu messen, ist nicht neu. Vor mehr als 2 Jahrzehnten begannen vor allem die Amerikaner und Russen mit den ersten Versuchen. In Mitteleuropa werden seit einigen Jahren besonders in der Schweiz, am Observatorium Locarno-Monti (1) Untersuchungen auf diesem Gebiet ausgeführt. In der Bundesrepublik wird an diesem Problem am Meteorologischen Institut Bonn, am DVLR-Institut Oberpfaffenhofen und am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg gearbeitet. Am Hohenpeißenberg liefen praktisch vor 3 Jahren die Vorbereitungen für derartige Messungen im Rahmen eines DFG-Forschungsprojektes an, wozu ein Radargerät vom Typ Plessey 43 X (Wellenlänge 3.2 cm, maximale Leistung nominell 75 kW) zur Verfügung gestellt wurde.

Ganz allgemein kann gesagt werden, daß der Hohe Peißenberg eine ideale Möglichkeit für jede Art von Messung mit elektromagnetischen Wellen bietet, da er sich freistehend im Alpenvorland 250 m über Grund erhebt. Bei der Radarniederschlagsmessung wird durch fast horizontale Radarabstrahlung meist der Niederschlagsbereich zwischen Boden und Wolkenuntergrenze erfaßt; der wenig gewünschte Einfluß der Wolkentropfen kann vermieden werden.

Die gerätemäßigen Voraussetzungen für eine quantitative Messung, vor allem die elektronische Stabilität der Sende- und Empfangsleistung, waren zunächst nicht erfüllt, sie mußten in zeitraubender Kleinarbeit geschaffen werden. Dementsprechend konnte praktisch erst vor einem Jahr mit den ersten Versuchsmessungen begonnen werden.

Das Meßprinzip ist einfach: Der vom Radargerät in einem stark gebündelten Strahl ausgesandte Impuls wird von Niederschlagströpfchen z. T. reflektiert und diese vom Gerät wieder empfangene Energie quantitativ gemessen. Die so gewonnenen Radarechostärkestufen werden schließlich mittels der sog. Radargleichung in Niederschlagsstärkestufen umgerechnet.

2. Radargleichung

Die allgemeine Radargleichung zur Berechnung der Rückstreuung elektromagnetischer Energie von einem Ziel lautet (2):

$$\overline{P_r} = \frac{P_t \cdot h \cdot A_e}{8\pi \cdot r^2} \cdot F \cdot K \cdot \sum \sigma$$

P_r: empfangene Energie
P_t: ausgestrahlte Energie
h: Impulslänge
A_e: effektive Antennenfläche
r: Entfernung des Radarziels
F, K: Korrekturfaktoren
σ: äquivalente Rückstrahlfläche

$$\sum \sigma = \pi^5 \cdot \left(\left| \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right| \right)^2 \cdot \frac{\sum n_i \cdot D_i^6}{\lambda^4}$$

ε: komplexe Dielektrizitätskonstante
n: Tropfenzahl
D: Tropfendurchmesser
λ: Wellenlänge

*) Vortragender

Für Radarniederschlagsmessungen ist der wesentlichste Term die sog. Radarreflektivität

$$Z = \sum n_i \cdot D_i^6,$$

er besagt, daß die mittlere, vom Radargerät empfangene Energie abhängig ist vom gesamten Niederschlagstropfenspektrum, wobei der Tropfendurchmesser mit der 6. Potenz eingeht. Daraus ergibt sich eine der Hauptschwierigkeiten für eine sinnvolle Interpretation der Radarniederschlagsmessung, da die Radarreflektivität das Niederschlagstropfenspektrum im sog. Radarvolumen (definiert durch Radarstrahlquerschnitt und halbe Pulslänge) erfaßt. Beim hiesigen Gerät ergibt sich z. B. in 20 km Entfernung ein Radarvolumen von 200 m Höhe, 1000 m Breite und 150 m Tiefe. Die genaue meßtechnische Bestimmung des Tropfenspektrums in diesem Radarvolumen ist aber nicht realisierbar. Man kann das Tropfenspektrum praktisch nur von Fall zu Fall als Punktmessung am Erdboden bestimmen und zur gleichzeitig gemessenen Niederschlagsintensität (R) in Beziehung setzen.

Der genaue Zusammenhang zwischen Radarreflektivität und Niederschlag muß für den Hohenpeißenberg erst durch realistische Bestimmung der Tropfenspektren und Messung der genauen Minutenintensitäten des Niederschlags mit Hilfe einer neu entwickelten, digitalen Niederschlagsmeßanlage (3) gefunden werden. Aus der Literatur (2) sei deshalb hier eine mittlere Beziehung von MARSHALL und PALMER für nicht konvektiven Regen in gemäßigten Breiten angegeben:

$$Z = 200 \cdot R^{1.6} \; (Z \text{ in } mm^6/m^3, R \text{ in } mm/Std.).$$

3. Eigene Messungen

Die Radarniederschlagsmessung erfolgt z. Z. auf dem Hohenpeißenberg noch weitgehend manuell. Das Schirmbild wird quantitativ abgeschwächt, jede Abschwächungsstufe photographisch festgehalten. Ein Meßzyklus erfordert 2 Minuten, alle 5 Minuten wird eine neue Meßserie begonnen. Die so gewonnenen Radarechostärkestufen werden mittels der Radargleichung auf Grund der angegebenen mittleren Beziehung in Niederschlagsrohwerte umgerechnet. Die Addition der Momentanwerte über die gesamte Niederschlagsdauer ergibt die vorläufige Niederschlagskarte, die auf Grund der Messungen eines Niederschlagsvergleichsnetzes mit einem Korrekturfaktor angeglichen wird. Über die Methode des nachträglichen Angleichens hat neuerdings WILSON (4) sehr positiv berichtet. Das Niederschlagssondernetz mit rund 50 Regenschreibern vom Typ HELLMANN liegt nördlich vom Hohenpeißenberg zwischen Lech und Starnberger See im Abstand von 10 bis 35 km vom Berg auf einer Fläche von rund 1000 km².

Das erste Beispiel (Abb. 1) zeigt die Niederschlagsverteilung einer sich von NW nach SE erstreckenden Schauerstraße. Die Zone stärkeren Niederschlags (1-mm-Isohyete) ist nur 3 bis 7 km breit. Von den 4 Kernen maximalen Niederschlags konnten lediglich 2 gleichfalls durch die Regenschreiberregistrierungen (Zahlen in Kreisen) bestätigt werden. Bereits diese Karte zeigt: Das Zeichnen einer wirklichkeitsnahen Niederschlagsverteilung an Hand dieser Registrierungen allein ist praktisch unmöglich.

Im zweiten Beispiel (Abb. 2) handelt es sich um das Niederschlagsgebiet eines langsam im SE vorbeiziehenden Gewitters, wobei die Intensität mit Ausnahme der Kernzone relativ gleichmäßig war. Der größte Teil der Regenschreiber-Meßwerte paßt sich gut in das Verteilungsbild ein, lediglich die entfernteren Stationen weisen einheitlich eine zu hohe Niederschlagssumme auf, d. h. genauer gesagt in den Randzonen der Testfläche

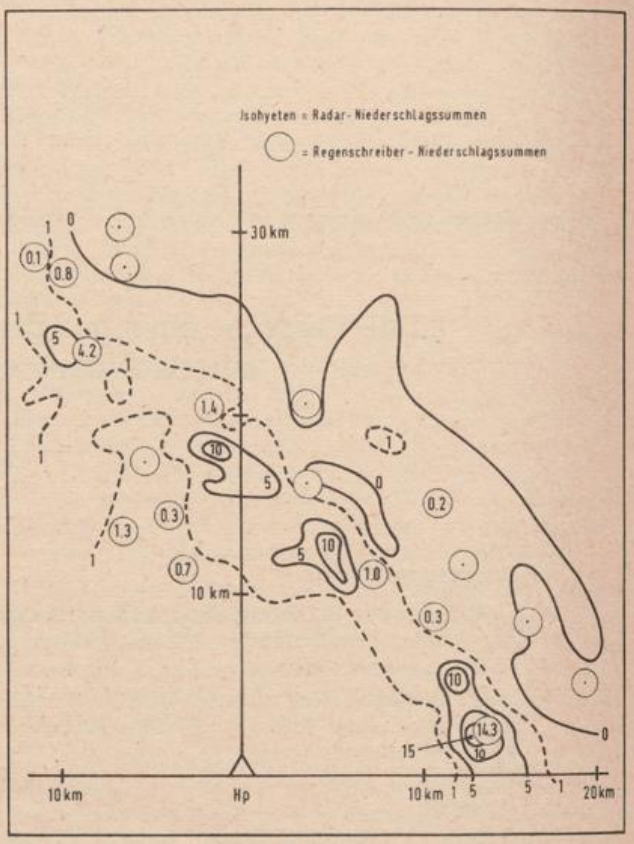


Abb. 1:
Radar- und gemessener Niederschlag (in mm) am 11. 6. 1970 14^{25}—15^{25} Uhr.

sind die berechneten Radar-Niederschlagswerte zu gering. Bei der verwendeten Radarwellenlänge von 3.2 cm müssen von einer gewissen Niederschlagsintensität an die zwischen dem Radargerät und dem Ziel liegenden

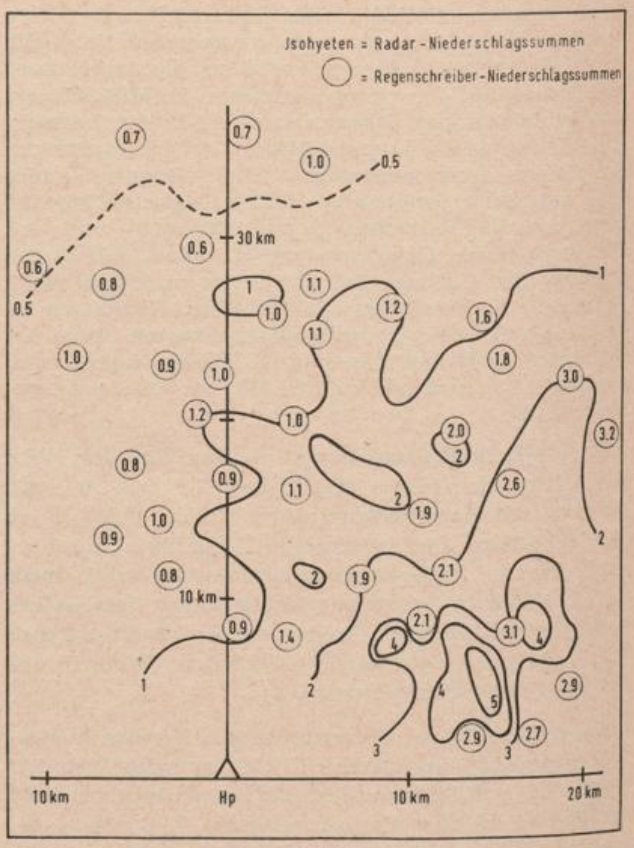


Abb. 2:
Radar- und gemessener Niederschlag (in mm) am 29. 7. 1970 16—18 Uhr.

Niederschläge bei der Berechnung berücksichtigt werden, da ein Teil der Radarenergie bei dieser Wellenlänge durch den Niederschlag absorbiert wird. Die genaue Berücksichtigung des dazwischenliegenden Niederschlags ist schwer, sie ist bei einer im weiteren Verlauf der Arbeiten erforderlichen vollautomatischen Erfassung und Integrierung der Radarechostärke kaum zu verwirklichen. Den Ausweg bietet ein Radargerät mit 10-cm-Wellenlänge (S-Band), da dann die Absorptionseffekte durch den dazwischen liegenden Niederschlag zu vernachlässigen sind, damit wird zugleich ein größerer Meßbereich ermöglicht.

Bei der Arbeit mit dem vorhandenen Gerät ist daher eine Beschränkung auf Schauer im relativen Nahbereich und auf leichten, großflächigen Regen notwendig. Eine wesentliche Teilautomation der Messung und Berechnung wird z. Z. vorbereitet. Dabei soll auch ein Vergleich der Radarniederschlagsmessung mit den hydrologischen Daten eines Wassereinzugsgebietes von einem kleineren, im Meßbereich gelegenen Speichersee durchgeführt werden. Die bisher vorliegenden Ergebnisse zeigen aber bereits den ausschlaggebenden Vorteil einer Radarniederschlagsmessung im Vergleich zur konventionellen Punktmessung: Nur mit dem Radar ist es möglich, objektive Flächenniederschlagsmessungen zu erhalten. Die mitunter beträchtlichen Unterschiede der Meßergebnisse von Punktregenmessern auf engstem Raum sind seit langem in der Literatur bekannt, neuere Untersuchungen hat z. B. DIEM (5) durchgeführt. Trotzdem werden genaue, möglichst repräsentative Punktmessungen in Zukunft nicht überflüssig, sie stellen auch weiterhin einen wichtigen Aussagewert dar.

Ein weiterer, wesentlicher Vorteil der Radarniederschlagsmessung liegt darin, daß diese Meßergebnisse bei vollautomatischer Erfassung rasch zur Verfügung stehen: Eine wichtige Voraussetzung zur Abgabe rechtzeitiger Hochwasserwarnungen durch den Hydrologen kann damit erfüllt werden.

Literatur

(1) JOSS, J. u. a.: Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung von Niederschlagsmessungen mittels Radar. Veröff. Schweiz. Meteor. Zentralanst. Nr. 14 (1969).

(2) Use of ground-based radar in meteorology (excluding upperwind measurements). Techn. Note World Meteor. Organiz. Nr. 78 (1966).

(3) ATTMANNSPACHER, W. u. a.: Arbeiten zur Verbesserung der Niederschlagsmessung. 1. Fortbildungstag Meteor. Ges. München 1970, S. 7—24.

(4) WILSON, J. W.: Integration of radar and raingage data for improved rainfall measurement. J. appl. Meteor. 9 (1970) S. 489—497.

(5) DIEM, M.: Zur Struktur der Niederschläge. I. Die Genauigkeit von Regenmessungen. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. B 15 (1967) S. 39—51.

D. LORENZ

DK 551.525.2 : 551.584.34 : 551.507.352

Oberflächentemperaturmessungen von schneebedeckten Hängen

Zusammenfassung

Mit einem Infrarot-Strahlungsthermometer wurde vom Flugzeug aus nach einer winterlichen Strahlungsnacht im Januar 1970 die Oberflächentemperatur-Verteilung an den schneebedeckten Nord- und Südhängen des Hohenpeißenbergs (Oberbayern) früh vor Sonnenaufgang und mittags zur Zeit des Sonnenhöchststands gemessen. Zusätzlich wurden am Boden an verschiedenen Stellen der Flugstrecken Lufttemperaturmessungen durchgeführt. Die Ergebnisse werden wiedergegeben und diskutiert. Sie zeigen u. a., daß morgens trotz lebhaften Windes ein ausgedehnter Kaltluftsee vorhanden ist, der auf Nord- und Südseite des Berges unterschiedliche Höhen erreicht. Diesen Kaltluftsee lassen die über der Oberflächentemperatur liegenden Lufttemperaturwerte ebenfalls erkennen, aber längst nicht so stark ausgeprägt. Auch am Mittag ist, von steilen Südhängen abgesehen, die Luft wärmer als die Schneeoberfläche. Die Abnahme der Oberflächentemperatur mit der Höhe ist jedoch geringer als die der Lufttemperatur.

Abstract

Airborne surface temperature measurements of the snow covered north and south slopes of the Hohenpeißenberg (Upper Bavaria) were made after a clear winter nigth in January 1970: in the early morning before sunrise and exactly at noontime. In addition to these measurements of an infrared radiation thermometer normal measurements of the air temperature from the ground close to some points of the flight paths were taken. The results are presented and discussed. In spite of a fresh breeze they show the presence of a cold pool in the morning which reaches different altitudes at the north and south flanks of the mountain. The air temperature, which is higher than the surface temperature shows the same effect but less distinctively. Also at noontime the air is warmer than the surface of the snow cover except on steep south slopes. The descent of the surface temperature versus height is less than that of the air temperature.

1. Einleitung

Der Bodenoberflächentemperatur kommt heute, vor allem im Rahmen von Wärmehaushaltsbetrachtungen, eine große Bedeutung zu. Das gilt besonders, wenn der Boden eine Schneedecke trägt, denn dann treten, u. a. infolge der geringen Wärmeleitfähigkeit des Schnees, recht große Differenzen zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur auf. Die wegen des Fehlens von Oberflächentemperatur-Meßwerten noch häufig angewandte Vereinfachung: Bodenoberflächentemperatur ungefähr gleich Lufttemperatur ist hier vollends unhaltbar. Da die Meßtechnik heute mit den Infrarot-Strahlungsthermometern die Möglichkeit zu Oberflächentemperaturmessungen bietet, ist es nichts weniger als sinnvoll, dieses verhältnismäßig junge und deshalb manchmal noch mit etwas Skepsis betrachtete Meßverfahren hier für die Belange der Meteorologie zu verwenden. Sein Einsatz ist besonders lohnend, wenn man von der Möglichkeit Gebrauch macht, es vom Flugzeug aus einzusetzen. Man kann dann in kurzen Zeiten entlang relativ großer Strecken messen und damit ein nahezu synchrones Beobachtungsmaterial gewinnen.

2. Meßverfahren und Meßflüge

Über das Meßverfahren ist schon mehrfach berichtet worden (vgl. z. B. (1) und (2)), so daß es hier nur kurz skizziert werden soll. Das für die vorliegende Untersuchung benutzte Gerät, ein Portable Radiation Thermometer PRT 4 der Barnes Engineering Company, Stamford, Connecticut, USA, ist ein empfindliches, trägheitsarmes Radiometer für den langwelligen Spektralbereich von 8 bis 14 μm Wellenlänge mit einem kleinen Öffnungswinkel. Von einem Flugzeug aus senkrecht nach unten gerichtet empfängt es bei einer Flughöhe von 100 m die von einer Bodenfläche von etwa 5 m x 5 m ausgehende langwellige Strahlung. Diese Strahlung hängt sehr eng mit der Temperatur der Bodenoberfläche zusammen. Bei den hier zu besprechenden Messungen von Schneeflächen, die aus Flughöhen von maximal 100 m gewonnen wurden, kann sogar auf die sonst notwendigen Korrekturen verzichtet werden. Wegen der geringen Flughöhen sind Absorptions- und Emissionseinflüsse der Atmosphäre zu vernachlässigen, und wegen des hohen Emissionsvermögens von Schnee im Langwelligen erübrigt sich auch die sog. Reflexionskorrektur. Die Einstellzeit des Geräts ist so kurz, daß die räumliche Auflösung selbst noch bei Fluggeschwindigkeiten von 120 Kt (ca. 220 km/h) praktisch nur durch die erfaßte Meßfläche bestimmt wird. Dabei beträgt die Absolut-Meßgenauigkeit im vorliegenden Fall etwa ± 1 bis $\pm$ 2 grd, die Relativgenauigkeit (maßgebend

bei der Betrachtung von Differenzen der Oberflächentemperatur) ca. ± 0,5 grd.

Die Messungen, über die hier berichtet werden soll, wurden an den Hängen des Hohenpeißenbergs (Oberbayern) mit einer vom Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg als Meßflugzeug eingerichteten Dornier Do 27 der Bundeswehr ausgeführt. Der Hohenpeißenberg ist, wie sich an Hand des Höhenlinienverlaufs in Abb. 1 erkennen läßt, ein von Ost nach West ansteigender, knapp 1000 m hoher Bergrücken, dessen Nordhänge bis auf etwa 720 bis 750 m über NN zu dem Hochland von Forst hin abfallen, während die Südhänge sich bis in das hier westöstlich verlaufende Ammertal in 650 bis 600 m über NN hinziehen. Die Messungen wurden die Nord- und Südhänge herunter, entlang von je zwei in etwa 300 bis 900 m Abstand nebeneinander verlaufenden Meßrouten ausgeführt, die in Abb. 1 eingezeichnet sind. Es sind die gleichen Strecken, die bereits für eine frühere Untersuchung der Oberflächentemperatur von (allerdings nicht schneebedeckten) Hängen ausgewählt worden waren (3). Jede Route wurde je zweimal abgeflogen, und zwar so nacheinander, daß der (sehr geringe) zeitliche Gang der Oberflächentemperatur durch die Mittelbildung dieser je zwei Messungen eliminiert werden konnte. Alle Werte einer Meßserie beziehen sich daher auf einen gemeinsamen Zeitpunkt. Während der Flüge wurde außerdem an bestimmten Punkten auf bzw. möglichst nahe an den Meßstrecken durch Mitarbeiter des Observatoriums Hohenpeißenberg mit Assmann-Psychrometern die Lufttemperatur in etwa 1.7 m Höhe über der Schneedecke gemessen. Auch diese Punkte sind in Abb. 1 eingetragen.

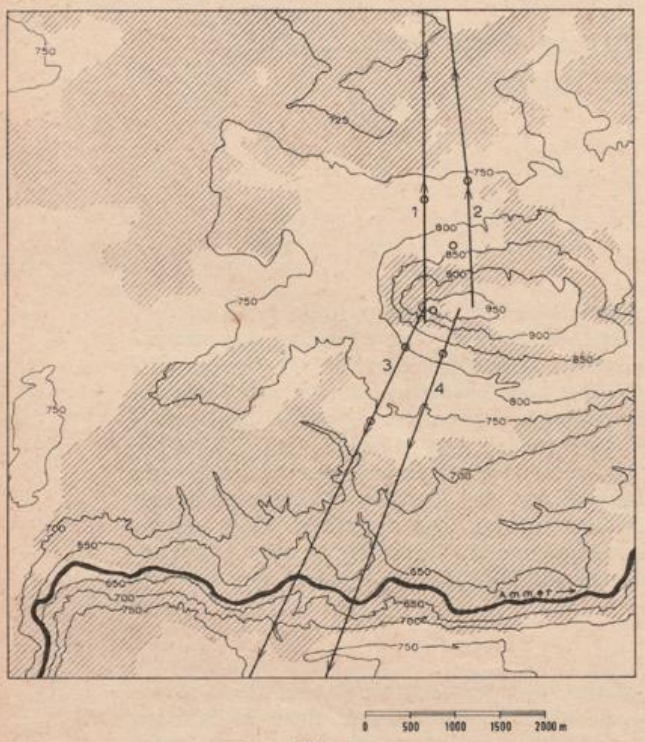


Abb. 1:
Übersichtsplan des Meßgeländes am Hohenpeißenberg mit Höhenlinien im Abstand von 50 zu 50 m, Meßflugrouten 1—4 und Lufttemperatur-Meßpunkten (○). Geschlossene Waldgebiete sind schraffiert.

Am Meßtag, dem 8. Januar 1970, trug das gesamte Gelände eine geschlossene Schneedecke, die auf dem Berg am Meßfeld des Observatoriums morgens 38 cm hoch war. Es wurden zwei Meßserien erflogen, die erste morgens kurz vor Sonnenaufgang (Bezugszeitpunkt 7.56 Uhr MEZ) und die zweite mittags zur Zeit des Sonnenhöchststandes (Bezugszeit 12.17 Uhr MEZ = 11.55 Uhr wahrer Ortszeit).

3. Temperaturverhältnisse vor Sonnenaufgang

Den Flügen unmittelbar vor Sonnenaufgang, also zur Zeit des Temperaturminimums, war eine wolkenlose Nacht vorausgegangen, und auch während der Messungen war es noch praktisch wolkenlos. Es herrschte jedoch kein ruhiges Strahlungswetter, denn in der zweiten Nachthälfte war ein recht lebhafter Ostwind aufgekommen, der am Observatorium Hohenpeißenberg mittlere Windgeschwindigkeiten (Stundenmittel) zwischen 8.5 und 10.8 m/sec (5 bis 6 Beaufort) aufwies und bis über Mittag hinaus anhielt. Eine der Spitzenböen erreichte am Vormittag sogar bis zu 17.3 m/sec. Trotzdem war der Tag der kälteste des ganzen Januar 1970.

Die Meßergebnisse für die Südhänge des Hohenpeißenbergs — Oberflächentemperatur der Schneedecke und Lufttemperatur in Abhängigkeit von der Höhe über NN — sind in Abb. 2 dargestellt. Man erkennt, daß die Oberflächentemperatur vom Bergkamm herunter bis auf etwa 790 m, von einigen noch zu besprechenden Ausnahmen abgesehen, nur wenig abnimmt, von −12.3° C um 2.3 grd auf −14.6° C. Dann folgt bis auf 715 m herab über ein locker bebautes Areal der Ortschaft Hohenpeißenberg ein wesentlich stärkerer Abfall, der bis —26.6° C geht. Bei 715 m beginnen die Waldhänge des Ammertals. Sandbänke im Flußbett der Ammer sind dann die nächsten freien Schneeflächen. Hier wurden mit −30.8° C und −30.6° C die tiefsten Oberflächentemperaturen gemessen.

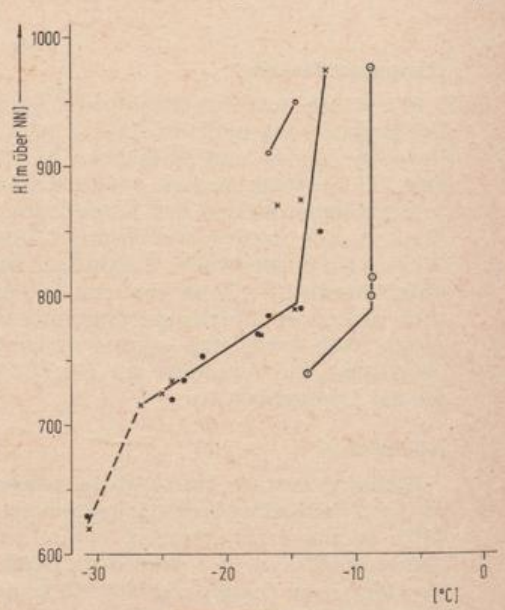


Abb. 2:
Oberflächentemperatur und Lufttemperatur auf der Südseite des Hohenpeißenbergs in Abhängigkeit von der Höhe über NN am 8. Januar 1970, 7.56 Uhr MEZ. Oberflächentemperatur: ○ = Meßstrecke 1, ● = Meßstrecke 3, × = Meßstrecke 4, Lufttemperatur: ⊙

Die Lufttemperatur zeigt einen ähnlichen Verlauf, nur nicht so stark ausgeprägt. Außerdem liegen ihre Werte um 3½ bis 9 grd höher. Vom Berg bis etwa 790 m Höhe bleibt sie konstant bei etwa —8.8° C und nimmt von hier an weiter herunter ebenfalls stark ab bis auf —13.7° C. Wegen der Schneeverhältnisse war es nicht möglich, hier unter 740 m Höhe noch Lufttemperaturmessungen durchzuführen.

Dieser Gang von Oberflächen- und Lufttemperatur mit der Höhe spiegelt deutlich die orographischen Verhältnisse wider. An den Hängen oberhalb 790 m mit Neigungen zwischen 13° und 34° fließt die durch Ausstrahlung erzeugte Kaltluft ab, wobei sich Hindernisse am Hang bereits in Temperaturunterschieden zeigen. Bei den beiden Punkten in 870 m und 875 m Höhe macht sich offenbar eine Muldenwirkung mit schlechterem

Abfluß der Kaltluft und infolgedessen tieferen Oberflächentemperaturen bemerkbar, während der 850 m hoch gelegene Meßpunkt wohl deshalb eine etwas höhere Oberflächentemperatur aufweist, weil er unterhalb eines geschlossenen Waldabschnitts liegt, aus dem wärmere Luft nachfließt als von den fast kahlen Hängen. Die beiden Punkte in 910 und 950 m Höhe schließlich sind die Oberflächentemperaturen an der unteren und der oberen Grenze einer in einen geschlossenen Waldbestand geschlagenen Lichtung. Trotz einer Hangneigung von etwa 28° macht sich der Stau der Kaltluft durch den Waldbestand am unteren Ende der Lichtung deutlich bemerkbar.

Unterhalb von 790 m Höhe, wo die Hangneigung zwischen etwa 8° und 0° beträgt, hat sich ein Kaltluftsee gebildet, der, von unten beginnend, im Verlauf der Nacht immer höher aufgestaut wurde. Der starke Temperaturabfall unterhalb von 790 m läßt erkennen, daß in den unteren Teilen dieses Höhenabschnitts der Kaltluftfluß viel früher zum Erliegen kam als in den höher gelegenen. Deshalb wirkte sich hier die Ausstrahlung über eine längere Zeitspanne und damit stärker auf Oberflächen- und Lufttemperatur aus als weiter oben.

Unterhalb von 715 m dürfte der Kaltluftfluß ins Ammertal teils über die Waldhänge hinweg direkt nach Süden, teils über die praktisch unbewachsenen Hänge der ehemaligen Bergwerkshalde von Peiting an der Umbiegungsstelle der Ammer von Nord auf Ost (nahe der unteren linken Ecke von Abb. 1) vor sich gegangen sein.

Das Bild auf der Nordseite des Berges (Abb. 3) ist ähnlich. Trotz geringerer Neigungen im oberen Hangteil (etwa 7° bis 15°) ist bei durchwegs 1½ bis 2½ grd niedrigeren Werten als auf der Südseite nur eine

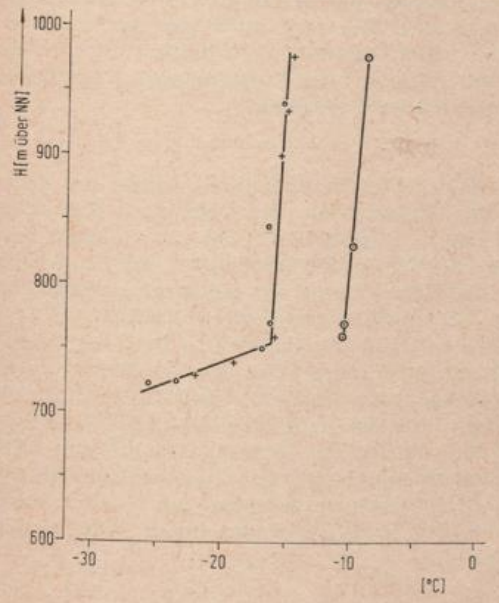


Abb. 3:
Oberflächentemperatur und Lufttemperatur auf der Nordseite des Hohenpeißenbergs in Abhängigkeit von der Höhe über NN am 8. Januar 1970, 7.56 Uhr MEZ. Oberflächentemperatur: ○ = Meßstrecke 1, + = Meßstrecke 2, Lufttemperatur: ⊙

geringe Abnahme der Oberflächentemperatur von oben nach unten von etwa −15° C auf −16° C zu verzeichnen. Die Lufttemperatur verhält sich ähnlich. Sie nimmt von −8.8° C auf −10.5° C ab. Bei der Oberflächentemperatur tritt dann aber auch hier ein scharfer Knick mit anschließender Temperaturabnahme bis unter −25° C auf, nur liegt dieser tiefer als auf der Südseite des Berges, und zwar zwischen 750 m und 760 m über NN. (Bei der Lufttemperatur ist er sicher ebenfalls vorhanden; da der tiefste Meßpunkt hier bei 760 m Höhe liegt, läßt er sich jedoch nicht nachweisen.) Das bedeutet, daß die Kaltluft im Norden des Hohenpeißenbergs nicht so hoch aufgestaut wurde wie im Süden. Der Grund dafür dürfte sein, daß das im Norden dem Berg vorgelagerte Hochland von Forst sowohl im Osten wie im Norden stark abfällt und somit für die Kaltluft Abflußmöglichkeiten vorhanden sind.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die an Hand der Oberflächentemperatur-Messungen beobachteten Erscheinungen, Abfließen der durch Ausstrahlung gebildeten Kaltluft von den Hängen und Aufstau von Kaltluftseen zu unterschiedlichen Höhen auf Nord- und Südseite des Berges sowie die Bildung kleiner Kaltluftseen in Hangmulden und Waldlichtungen, sich wohl alle auch an Hand der Lufttemperatur nachweisen lassen. Nur sind sie bei der Oberflächentemperatur sehr viel stärker ausgeprägt. Außerdem wird hier deutlich, wie groß selbst an Tagen mit so lebhaftem Wind wie an diesem die Unterschiede zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur bei schneebedecktem Boden werden können.

4. Temperaturverhältnisse bei Sonnenhöchststand

Bis zur zweiten Meßserie, mittags zum Sonnenhöchststand, zogen Cirrus und Cirrostratus auf, die zur Meßzeit eine Gesamthimmelsbedeckung von 7 Zehnteln und eine entsprechende Verminderung der Sonneneinstrahlung zur Folge hatten.

Die Ergebnisse dieser Messungen wurden in gleicher Weise wie die bisher besprochenen in Abhängigkeit von der Höhe über NN aufgetragen. Abb. 4 gibt sie für die Südhänge wieder. Wie zu erwarten, ist die Oberflächentemperatur kräftig angestiegen. Der Kaltluftsee hat sich aufgelöst. Die Lufttemperatur zeigt in ihrem Verlauf keine Inversion mehr, sie nimmt vielmehr nach oben hin ab. Dagegen steigt die Oberflächentemperatur mit der Höhe an. Die Ursache hierfür ist die nach oben zunehmende Hangneigung. Bei den Südhängen empfängt nach dem LAMBERTschen Cosinusgesetz (bis zu einem hier nicht erreichten Grenzwinkel) die Flächeneinheit umso mehr direkte Strahlung, je größer die Neigungswinkel sind. Dieser Effekt ist aber nicht besonders stark ausgeprägt, da der Wolkenaufzug die direkte Sonnenstrahlung beeinträchtigte. Zur Meßzeit betrug sie nach den Messungen am Observatorium Ho-

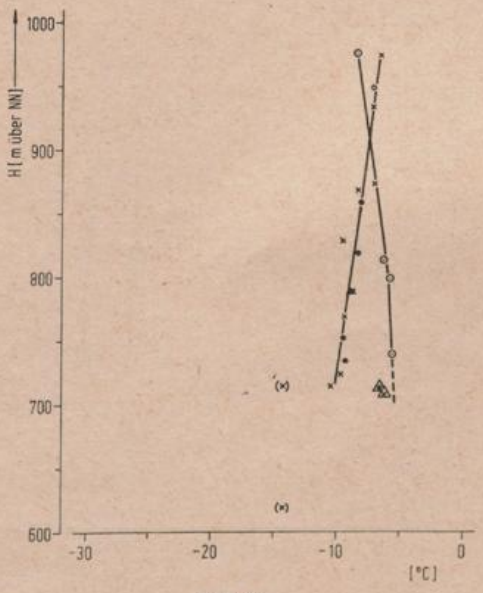


Abb. 4:
Oberflächentemperatur und Lufttemperatur auf der Südseite des Hohenpeißenbergs in Abhängigkeit von der Höhe über NN am 8. Januar 1970, 12.17 Uhr MEZ. Oberflächentemperatur: ○ = Meßstrecke 1, ● = Meßstrecke 3, × = Meßstrecke 4, eingeklammerte Punkte = beschattete Schneeflächen, Punkte in Dreieck = Wald, Lufttemperatur: ⊙

henpeißenberg bezogen auf eine horizontale Empfängerfläche nur 0.184 cal/cm²min und war damit geringer als die Himmelsstrahlung mit 0.233 cal/cm²min. Es war deshalb auch nicht möglich, die Oberflächentemperatur in Abhängigkeit von der Hangneigung darzustellen.

Auffällig ist, daß trotz Besonnung nur die Hänge in mehr als 900 m Höhe wärmer als die Luft sind, während die tiefer gelegenen bis zu 4 Grad unter der Lufttemperatur liegen. Die Erwärmung der Luft erfolgte also nicht von der Schneedecke her. Sie hat vielmehr zwei andere mögliche Ursachen, die vermutlich beide zusammenwirkten. Zum einen war das eine starke Erwärmung in der Höhe. Die Münchener Radiosondenaufstiege vom 8. Januar 1970 zeigen oberhalb 1000 m über NN zwischen 0^h und 12^h GMT eine Temperaturzunahme von bis zu mehr als 8 Grad. Durch die von dem starken Wind wohl auch vertikal bewirkte Durchmischung setzte sich in der Umgebung des Hohenpeißenbergs diese Erwärmung offenbar zum Teil bis zum Boden durch. Zum anderen ragten aus der geschlossenen Schneedecke Häuser, Sträucher und Bäume heraus. Besonders die geschlossenen Waldgebiete mit meist schneefreien Bäumen (in Abb. 1 durch Schraffierung gekennzeichnet) ergeben große Flächen, für die die Temperatur der Schneedecke nicht zutrifft. Das zeigen die beiden durch Dreiecke markierten Meßpunkte des Waldes bei etwa 710 m Höhe. Infolge der Ausrichtung des Meßgeräts im Flugzeug senkrecht nach unten wurden hier von dem Infrarot-Thermometer sowohl Teile der Bäume als auch des schneebedeckten Bodens erfaßt. Die Tatsache, daß dieser Integralwert schon sehr nahe an die Lufttemperatur herankommt, läßt erkennen, daß die Temperatur der Bäume und hier insbesondere der oberen, besonnten Zweige ein gutes Stück höher gelegen haben muß (vgl. hierzu (4)).

Interessant sind auch die Unterschiede zwischen besonnter und beschatteter Schneedecke. Unmittelbar vor dem Waldrand in 715 m Höhe bot sich hierfür eine gute Vergleichsmöglichkeit. Der Wald warf seinen — infolge des tiefen Sonnenstands ziemlich langen — Schatten auf die sonst besonnte Schneedecke. Der Unterschied der Oberflächentemperatur (der Wert der beschatteten Schneedecke ist in Abb. 4 eingeklammert) betrug fast 4 grd. Entsprechend niedrig liegt auch die Oberflächentemperatur in dem völlig beschatteten Ammertal.

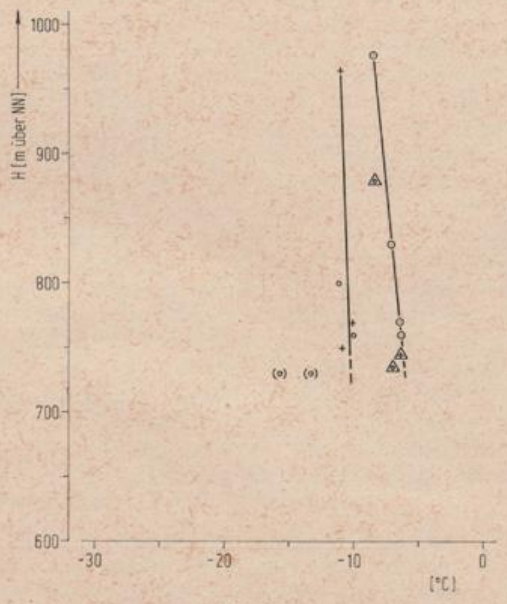


Abb. 5:
Oberflächentemperatur und Lufttemperatur auf der Nordseite des Hohenpeißenbergs in Abhängigkeit von der Höhe über NN am 8. Januar 1970, 12.17 Uhr MEZ. Oberflächentemperatur: ○ = Meßstrecke 1, + = Meßstrecke 2, eingeklammerte Punkte = beschattete Schneeflächen, Punkte in Dreieck = Wald, Lufttemperatur: ⊙

Auf der Nordseite des Berges ist die Oberflächentemperatur der trotz Nordexposition besonnten Hänge durchwegs niedriger als die Lufttemperatur (Differenz $2^1/_2$ bis 4 grd). Hier nimmt auch die Oberflächentemperatur mit der Höhe ab, jedoch weniger stark als die Lufttemperatur. Da die höher gelegenen Hänge infolge ihrer stärkeren Nord-Neigung weniger Sonnenstrahlung als die tiefer gelegenen empfangen, wäre bei gleicher Hangneigung oben eine höhere Oberflächentemperatur zu erwarten. Das zeigt deutlich, daß der Gradient der Oberflächentemperatur auf jeden Fall geringer ist als der der Lufttemperatur, ein Ergebnis, auf das GEIGER (5) schon hingewiesen hat, das sich aus Berechnungen von LORENZ (3) ergab, das aus den Ergebnissen von FLIRI (6) hervorgeht und das auch von SCHREIBER (7) erwähnt wurde.

Der Unterschied zwischen besonnter und im Schatten befindlicher Schneedecke — hier allerdings räumlich auseinanderliegend und deshalb nicht unmittelbar miteinander zu vergleichen — beträgt $2^1/_2$ bis 5 grd (eingeklammerte Punkte). Die über dem Wald gemessenen Oberflächentemperaturen (mit Dreieckssymbolen markiert) liegen wiederum nur knapp unter der Lufttemperatur, so daß man auch hier annehmen kann, daß die Bäume wärmer als die Luft waren.

Insgesamt zeigen die Ergebnisse der mittäglichen Meßflüge, daß die Werte der Oberflächentemperatur und ihr Vergleich mit der Lufttemperatur auf Erscheinungen hinweisen, die durch Messungen der Lufttemperatur allein nicht zu erkennen sind, während bei den morgendlichen Messungen die Lufttemperatur immerhin noch ein ähnliches Erscheinungsbild wie die Oberflächentemperatur gezeigt hatte. Es wird damit klar, daß die Oberflächentemperatur-Messung eine wesentliche Ergänzung der herkömmlichen meteorologischen Meßpraxis darstellt. Klar wird aber auch, daß es, wie eingangs schon erwähnt, nicht haltbar ist, die Oberflächentemperatur mit der Lufttemperatur gleichzusetzen, was zuweilen noch geschieht.

Die vorliegende Untersuchung wurde mit Genehmigung des Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes, Herrn Dr. E. SÜSSENBERGER, im Rahmen des Forschungsauftrags T/0230/92350/91326 des Bundesministeriums der Verteidigung am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (Leiter: LtdRDir Dr. W. ATTMANNSPACHER) durchgeführt. Bei den Meßflügen, für die ein erfahrener Pilot der Bundeswehr zur Verfügung stand, betreute Herr J. SCHILCHER die Meßgeräte. Herr LtdRDir Dr. W. ATTMANNSPACHER ermöglichte, daß die Herren DAMM, HEYER und STEINER vom Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg die Lufttemperaturmessungen am Boden ausführen konnten. Der Verfasser dankt ihnen allen herzlich für ihre Mithilfe.

Literatur

(1) LORENZ, D.: Temperaturmessungen von Boden- und Wasseroberflächen von Luftfahrzeugen aus. Pure appl. Geophys. 67 (1967) S. 197—220.

(2) LORENZ, D.: Temperature measurements of natural surfaces using infrared radiometers. Appl. Optics 7 (1968) S. 1705—1710.

(3) LORENZ, D.: Flugzeugmessungen der Bodenoberflächentemperatur am Hohenpeißenberg und in seiner Umgebung. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B 17 (1969) S. 369—390.

(4) LORENZ, D.; BAUMGARTNER, A.: Oberflächentemperatur und Transmission infraroter Strahlung

in einem Fichtenwald. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B 18 (1970) S. 305—324.

(5) GEIGER, R.: Probleme der Mikrometeorologie des Hochgebirges. Wetter u. Leben 5 (1953) S. 21—28.

(6) FLIRI, F.: Neue klimatologische Querprofile der Alpen. Ann. Meteor. N. F. Nr. 5 (1971) S. 93.

(7) SCHREIBER, D.: Höhenkorrigierte Trockenheitsgrenze und alpine Gebietsverdunstung. Ann. Meteor. N. F. Nr. 5 (1971), S. 123.

J. RIEDL

DK 551.508.77 : 551.579.2

Fernmessung des Wassergehalts einer winterlichen Schneedecke mit Hilfe eines radioaktiven Präparates

Zusammenfassung

Zur Messung des Wassergehalts einer Schneedecke wird die von einem in die Bodenoberfläche eingelassenen Cäsium-137-Präparat ausgehende γ-Strahlung benutzt. Nach dem Durchgang durch die dämpfende Schneedecke werden die γ-Quanten mit einem Geiger-Müller-Zähler gezählt. Der Zeitpunkt des Erreichens einer bestimmten Impulsvorwahl im Zählgerät wird in die Zentralstation übertragen und dadurch eine einfache Zeitmessung durchgeführt. Das Zusammenspiel zwischen Zentrale und Meßstation wird beschrieben. Die Eichung der Anlage erfolgt mit festen Wasserhöhen in einem Polyäthylenbehälter. Zum Vergleich sind die Ergebnisse der Präparatmessung, einer Schneewaage und des Ausstichs vom Winter 1969/1970 dargestellt.

Abstract

The gamma radiation coming from a Cs-137 source put into the soil surface is used to determine the water equivalent of a snow cover. After passing the attenuating snow pack the γ-photons are counted by a Geiger-Müller counter. The moment of reaching a fixed number of pulses in the counter is transmitted to the central office. By this way a simple measurement of time can be carried out. The co-operation between the receiving station and the measuring station is described. The equipment is calibrated by measuring different heights of water within a polyethylene tank. The results of the gamma radiation gauge, of a snow balance and of the usual piercing in winter 1969/70 are shown.

Messungen des Wassergehalts der Schneedecke sind für die Wasser- und Energiewirtschaft von besonderem Interesse. Für die Bewirtschaftung der Speicherseen ist die Kenntnis der gespeicherten Niederschlagsmengen und die bei der Schneeschmelze zu erwartenden Abflußmengen von großer Bedeutung. Es ist heute noch durchaus üblich, daß Meßtrupps auf Skiern im Spätwinter zu den Haupteinzugsgebieten der Speicherseen aufsteigen, um an einigen Stellen den Wassergehalt der Schneedecke durch Ausstich zu bestimmen. Schon allein wegen der Gefährlichkeit solcher Unternehmungen ist eine Fernmessung in vielen Fällen wünschenswert. Das Problem der Fernübertragung ist in vielen Ländern sofort in Angriff genommen worden, sobald durch die Radiochemie und die verbesserte Nachrichtentechnik dazu die Möglichkeit geboten wurde. Erste Arbeiten auf diesem Gebiet erschienen in den USA bereits 1950 (1). Bald darauf wurde auch in anderen Ländern an diesem Problem gearbeitet (2—4).

Welche Anforderungen werden nun an eine derartige Fernmeßanlage gestellt? Die Meßanlage muß praktisch wartungsfrei einen ganzen Winter über einschließlich der Schneeschmelze arbeiten. In den meisten Fällen ist ein netzunabhängiger Betrieb erforderlich. Es sollte möglich sein, die Meßwerte mehrerer Stationen in eine Zentrale zu übertragen. Natürlich muß die Anlage so aufgebaut werden, daß eine Gefährdung in der Nähe befindlicher Menschen oder Tiere ausgeschlossen ist.

Am Meteorologischen Oberservatorium Hohenpeißenberg wird seit geraumer Zeit an der Entwicklung einer Anlage zur Fernmessung des Wassergehalts der Schneedecke unter Verwendung von γ-Strahlen gearbeitet. Über die dort verwendeten Geräte, die damit gemachten Erfahrungen und die Ergebnisse soll im folgenden berichtet werden.

Das Meßprinzip beruht auf der Anwendung des Absorptionsgesetzes. Dieses besagt, daß jede Strahlung, also auch γ-Strahlung, beim Durchgang durch ein Medium eine Dämpfung erfährt, die mit der Schichtdicke exponentiell zunimmt. Die Intensität ist also nach Durchstrahlung einer Schicht der Dicke x um den Faktor $e^{-\mu x}$ geringer. Der Absorptionskoeffizient μ ist abhängig vom durchstrahlten Material und von der Energie — der Härte — der Strahlung. Bei einer Schneedecke ist für die Dämpfung ausschließlich der Wassergehalt entscheidend. (Der Absorptionskoeffizient μ beträgt beispielsweise für die vom Isotop Co-60 ausgehende γ-Strahlung bei Wasser etwa 0.06 cm^{-1}, für Cs-137 etwa 0.08 cm^{-1}).

Nach dem Durchgang durch die Schneedecke werden die γ-Impulse von einem Geiger-Müller-Zähler empfangen. Die Anzahl von Impulsen pro Zeiteinheit ist ein Maß für den Wassergehalt der Schneedecke. Grundsätzlich sind zwei Meßmethoden möglich: a) die Bestimmung der Impulszahl pro Zeiteinheit und b) die Messung der Zeit für eine vorgegebene Impulszahl. Für die Fernübertragung ist der zweite Weg vorteilhafter. Als Strahlenquelle wird das Radioisotop Cäsium-137 benutzt. Cs-137 hat eine Halbwertszeit von 30 Jahren. Es sind also praktisch keine Korrekturen der Meßergebnisse auf Grund der abnehmenden Aktivität bei einer Einsatzdauer von etwa 8 Monaten notwendig. Bei

Kobalt-60 mit einer Halbwertszeit von nur 5.3 Jahren muß die Abnahme der Aktivität berücksichtigt werden. Die Strahlung des Cäsiumisotops ist mit 0.66 MeV erheblich weicher als die des Kobaltisotops mit 1.3 MeV. Das hat zwar eine geringere Reichweite zur Folge; der Umgang mit dem Präparat ist aber weniger gefährlich. Die Strahlenschutzvorschriften können mit weniger Aufwand an Abschirmmaterial erfüllt werden. Das verwendete Präparat hat eine Aktivität von 10mCi. Damit sind Wasserhöhen von 50 cm noch gut zu messen. Das entspricht etwa einer Altschneedecke von 1.2 m. Für größere Wasserhöhen sind entsprechend stärkere Aktivitäten zu benutzen. Das Präparat wird mit seinem Transportbehälter in die Bodenoberfläche eingelassen und die Strahlung nach oben in Richtung zum Zählrohr durch einen Kollimator gebündelt. An einem stabilen Galgen ist genau über dem Präparat das Zählrohr angebracht. Zur Messung wird das netzunabhängige Strahlungsmeßgerät FHT 221 B mit dem Zählrohr FHZ 88 b der Firma Friesecke & Höpfner verwendet. Bei diesem Zählrohr handelt es sich um ein sog. „Halogen"-Zählrohr mit Metallkathode. Diese Bauform hat im Temperaturbereich von −40° C bis +20° C eine praktisch konstante Einsatzspannung und eine vernachlässigbare Schwankung der Plateausteigung. Es ist daher für den Einsatz im Gelände besonders geeignet. Das Zählrohr wurde noch zusätzlich mit einer Bleiabschirmung umgeben, bei der das Winkelsegment zum Präparat hin ausgespart ist. Dadurch ist der Einfluß des Nulleffektes reduziert. Die für den Zählrohrbetrieb notwendige Betriebsspannung wird im Zählgerät erzeugt. In das Zählgerät ist zusätzlich ein elektronisches Schrittschaltwerk eingebaut worden. Dieses Schrittschaltwerk hat folgende drei Betriebsstellungen:

1. Bereitschaftsstellung:
Es sind alle Funktionen im Zählgerät außer Betrieb. (Es wird nur ein Haltestrom von ca. 3 mA verbraucht). Von der Meßwertübertragungsanlage ist nur der Empfänger in Betrieb.

2. Der zweite Schaltschritt wird mit Zählkontrolle bezeichnet:
Die Spannungsversorgung des Zählerteils wird eingeschaltet; das Zählgerät zählt die Impulse des eingebauten 80-Hz-Generators. Auf diese Weise ist eine Kontrolle des Datenübertragungsweges möglich.

3. Während des dritten Schaltschritts wird die Messung durchgeführt:
Die Spannungsversorgung für das Zählrohr wird angeschaltet. Das Zählgerät zählt die vom Zählrohr kommenden Impulse.

In die Zentrale übertragen werden jeweils nur die aus den Zähldekaden ausgekoppelten Übertragsimpulse von der vierten zur fünften Dekade – also der Sprung von 9999 auf 10 000 –. Damit ist die Möglichkeit einer einfachen Zeitmessung gegeben. Für die Übertragung der Meßwerte und Schaltbefehle muß in der Bundesrepublik Deutschland der neue Frequenzbereich von 420 MHz benutzt werden. Da pro Messung nur ein kurzes Signal übertragen wird, ist auf die Störsicherheit der Übertragungslinie besonderer Wert zu legen. Die Rufeinrichtungen der Funkgeräte wurden mit sog. Folgetongeneratoren ausgestattet. Dabei werden bei Abgabe des Ruftones nacheinander zwei bestimmte Tonfrequenzen ausgesendet. Die Empfänger sind jeweils auf die Folge dieser beiden Tonfrequenzen abgestimmt. Der Folgetonumsetzer liefert nur beim Empfang dieser beiden Frequenzen einen geschlossenen Relaiskontakt.

Das Blockschaltbild der Anlage ist in Abbildung 1 dargestellt. Gezeichnet ist die Ausgangsstellung „Bereitschaft".

Das Zusammenspiel zwischen Zentralstation und Meßstelle läuft folgendermaßen ab:

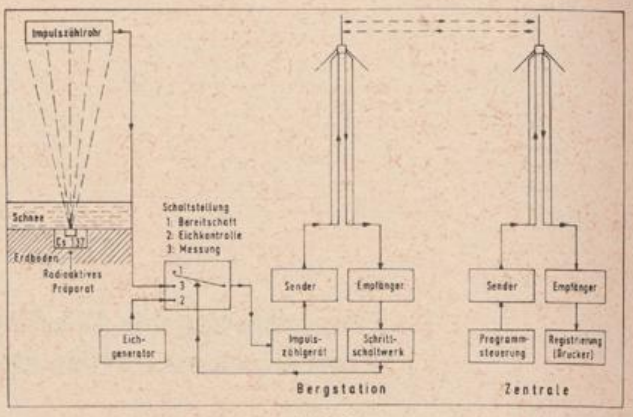


Abb. 1:
Blockschaltbild der Anlage zur Fernmessung des Wassergehalts der Schneedecke.

Durch die Programmsteuerung in der Zentrale wird der Sender kurzzeitig aufgetastet. Der oben beschriebene codierte Ruf wird von der Bergstation empfangen. Die Auswertung veranlaßt ein Umschalten des Schrittschaltwerkes in die Stellung Zählkontrolle. Wenn die vorgewählte Zahl von 10^4-Impulsen durch den 80-Hz-Generator erreicht ist, wird von der Bergstation ein Ruf ausgesendet. Der Empfang dieses Rufs in der Zentrale zeigt an, daß die Übertragungslinie in Ordnung ist. Durch den nächsten Ruf von der Zentrale wird das Schrittschaltwerk in Stellung „Messen" weitergeschaltet. Die Zählung der vom Zählrohr kommenden Impulse und die Tastung des Senders laufen nun in der gleichen Weise ab. Die in der Zentrale empfangenen Impulse regen über den obengenannten Relaiskontakt des Folgetonumsetzers einen Zeitdrucker zum Anhalten der Zeitzählung und zum Abdruck an. Es wird also jeweils die für 10^4-Impulse benötigte Zeit ausgedruckt. Diese Zeit ist ein Maß für den Wassergehalt der Schneedecke. Durch einen letzten Sendeimpuls von der Zentrale wird die Bergstation wieder in die Ausgangsstellung „Bereitschaft" zurückgestellt. Aus Gründen der Batterieersparnis ist es zweckmäßig, die Anlage nicht dauernd empfangsbereit zu halten, sondern über eine Schaltuhr den Empfänger nur für eine Zeitspanne während des Tages einzuschalten. Während dieser Zeit kann der Meßwert von der Zentrale abgefragt werden.

Die Funkgeräte sind serienmäßig für mehrere Kanäle ausgelegt. Es ist also möglich, von einer Zentrale aus mehrere Meßstationen abzufragen.

Die Eichung der Anlage erfolgt mit Hilfe eines Polyäthylenbehälters, in den die gewünschten Wasserhöhen eingelassen werden. Den Aufbau dieser Eichvorrichtung zeigt Abbildung 2. Es handelt sich dabei um die Eichung der in die Wägefläche einer Schneewaage eingebauten Anlage. Die von der Bayer. Landesstelle für Gewässer-

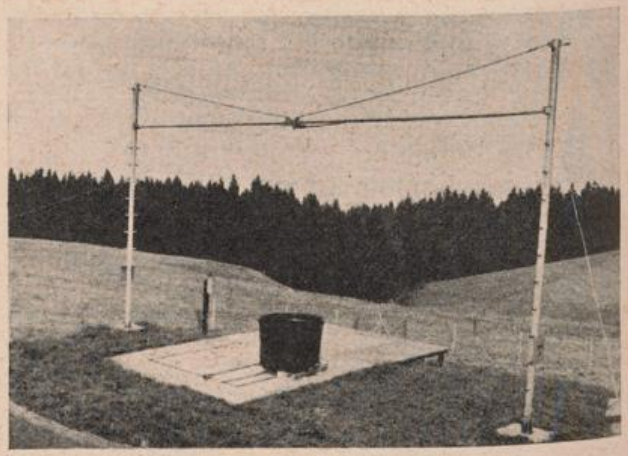


Abb. 2:
Eichung der in die Schneewaage eingebauten Anlage.

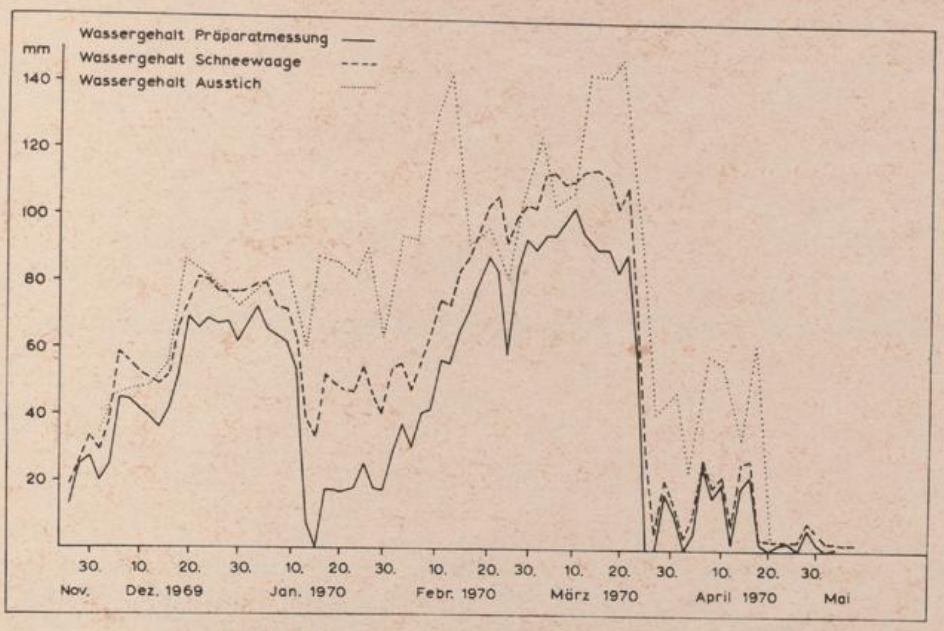


Abb. 3:
Vergleichende Darstellung der im Winter 1969/70 auf dem Hohenpeißenberg mit der Präparatmessung, einer Schneewaage- und dem Ausstich gewonnenen Ergebnisse.

kunde errichtete Schneewaage hat eine Auffangfläche von 6.25 m². In diese Fläche wurde die Präparathalterung eingebaut. Die γ-Strahlung kann durch ein Teflon-Fenster in der Auffangfläche in Richtung Zählrohr austreten.

Die Meßergebnisse der Präparatmessung, der Schneewaage und des konventionellen Ausstichs sind in Abbildung 3 dargestellt. Die Meßergebnisse stammen vom Winter 1969/70. Die Unterschiede in den Ergebnissen der einzelnen Verfahren beruhen in der Hauptsache auf unterschiedlichen Schneehöhen infolge von Verwehungen, die auch durch die Errichtung eines Schneezaunes nicht vollständig verhindert werden konnten. Außerdem ist die Strahlenquelle am Rand der Auffangfläche angebracht, wo bekanntlich der Abschmelzvorgang beginnt. Daher zeigt die Präparatmessung während Tauperioden erheblich niedrigere Wasserwerte — z. T. bis nach Null herunter — als die Waage. Die Ausstiche wurden auf der gegenüberliegenden Seite der Waage vorgenommen, wo infolge des Schneezaunes erheblich größere Schneehöhen vorhanden waren.

Die Brauchbarkeit der Präparatmessung zur Bestimmung des Wassergehalts ist schon von mehreren Autoren bestätigt worden (z. B. (5) (6)). Diese Meßmethode bietet die Möglichkeit, die Meßwerte aus im Winter unzugänglichen Stellen zu übertragen. Auch bei Verwendung von Strahlern größerer Aktivität — wie es für Wasserhöhen über 50 cm notwendig ist — ist es möglich, die bestehenden Sicherheitsvorschriften einzuhalten. Bei Einhaltung dieser Vorschriften besteht für das Personal, das den Aufbau und die Eichung der Anlage durchführt, keinerlei Gefährdung durch den Strahler.

Das Meßverfahren ist bereits einige Jahre am Observatorium Hohenpeißenberg erprobt worden. Eine Erprobung im Gebirge war auf Grund der Funk-Frequenzumstellung durch die Deutsche Bundespost und der damit verbundenen Lieferschwierigkeiten in der Industrie bisher noch nicht möglich.

Literatur

(1) GERDEL, R. W. u. a.: The use of radioisotopes for the measurement of the water equivalent of a snow pack. Trans. Amer. Geophys. Un. 31 (1950) S. 449—453.

(2) DOREMUS, J. A.: Telemetering systems for radioactive snow gage. Electronics 24 (1951) S. 88—91.

(3) DANILIN, A. J.: The use of nuclear radiation in hydrometeorology. Leningrad 1957.

(4) FISCHMEISTER, V.: Die Bestimmung des Wasserwertes einer Schneedecke mit radioaktiven Stoffen. Österr. Wasserwirtschaft 8 (1956) S. 86—93.

(5) JTAGAKJ, K.: An improved radio snow gage for practical use. J. Geophys. Res. 64 (1959) S. 375—383.

(6) HENNING, H.: Zur Bestimmung des Wassergehalts einer Schneedecke unter Benutzung von Gamma-Strahlen an der meteor. Station Fichtelberg. Z. Meteor. 17 (1964) S. 229—233.

Diskussionsbemerkungen

F. LAUSCHER: Aus der gezeigten Abbildung sahen wir die Ungleichmäßigkeit der Schneeablagerung. Diese engt die Verwendbarkeit der vorgetragenen Methode bekanntlich sehr ein. Nach wie vor wird man flächenhafte Wasserwertsondierungen benötigen.

J. RIEDL: Zur Erprobung der Anlage war eine freie Wahl des Aufstellungsortes nicht möglich, vielmehr mußte der Aufbau auf einem kleinen diensteigenen Gelände erfolgen, auf dem sich auch die Schneewaage befindet. In der Praxis kann man bei der Suche nach geeigneten Stellen mit gleichmäßiger Schneeablagerung, die repräsentativ für ein größeres Einzugsgebiet sind, erheblich flexibler sein.

Die Bestimmung des Wassergehaltes mit Hilfe von γ-Strahlen stellt, wie auch die gezeigten Ergebnisse erkennen lassen, eine genaue Meßmethode dar, die gleichzeitig zur Fernmessung gut geeignet ist. Eine für großflächige Wasserwert-Fernmessung brauchbare Methode ist dem Autor bis jetzt nicht bekannt.

C. LOVIE

DK 551.578.48

Les avalanches de neige en Savoie durant l'hiver 1969—1970

Résumé

Particulièrement dommageable aux hommes comme à leurs installations, l'hiver 1969—70 en Savoie, s'il ne fut pas exceptionnel quant au nombre des avalanches fut un hiver d'avalanches exceptionnelles. Les précipitations neigeuses furent tardives et concentrées sur 2 mois. Les températures furent plus basses que la moyenne des 10 années précédentes; enfin les séquences de tourmente furent particulièrement violentes et prolongées. Concentrées sur 4 mois, les avalanches sont tombées à des moments différents selon les secteurs géographiques de la Savoie: hautes et moyennes présentent un maximum de février correspondant aux périodes froides et enneigées, alors que les secteurs occidentaux d'altitude plus basse présentent un maximum normal de mars ou d'avril dû au réchauffement printanier.

Après une étude des conditions météorologiques qui font l'originalité de l'hiver 1969—70, nous étudierons les secteurs géographiques d'avalanches en Savoie.

Zusammenfassung

Der Winter 1969—70 brachte in Savoyen die normale Anzahl von Lawinen, aber es war ein Winter mit ungewöhnlich starken Lawinen. Die Schneefälle setzten spät ein und hielten drei Monate an. Die Temperaturen waren niedriger als in den letzten zehn Jahren. Dann setzte starkes, über längere Zeit andauerndes stürmisches Wetter ein. Die Lawinen fielen über vier Monate verteilt. Der Monat Februar war vor allem in den Hoch- und Mitteltälern sehr kalt und brachte ein Maximum an Schnee, und somit die meisten Lawinen. In den westlichen Gebieten, die niedriger liegen, sind die Lawinen in den Monaten März und April am häufigsten; das sind Frühlingslawinen.

1. Caractéristiques des séquences d'avalanches du 1. II. 69 au 30. IV. 70

L'étude comparée du graphique des avalanches et de celui des conditions météorologiques appelle plusieurs remarques (fig. 1 et 2).

L'importance du vent au cours de l'hiver 1969—70: sur 94 jours entre le 16 décembre 1969 et le 19 mars 1970, on relève 27 jours de vent moyen, fort, ou très violent. Ce vent est particulièrement ressenti du 9 au 15 janvier en Haute Tarentaise et en Haute Maurienne ou il se comporte comme un foehn (1). Localisé dans les hautes vallées, il modifie la structure du manteau de sorte qu'aucune avalanche notoire ne se déclenche. Par contre, dans les régions plus occidentales de la Savoie, le réchauffement est net, entrainant alors des avalanches qui se déclenchent en Moyenne Maurienne et dans le massif préalpin des Bauges.

Les séquences de vent du 9 au 13 février et du 21 au 24 février sont plus interessantes. C'est une véritable tempête de nord-ouest à ouest qui souffle, annulant la cohésion entre les cristaux de neige qu'elle entasse dans les combes des versants sous le vent, compactant et amalgamant d'autres cristaux en fragiles plaques à vent sur les faces sud-est et sud. La tempête est la grande responsable des avalanches de février.

Le 9 mars, un épisode de vent accompagnant de fortes précipitations sous forme de neige, est responsable de quelques avalanches. Le 19 mars, une journée de tempête ne modifie guère la structure et la répartition du manteau nival. Les tempêtes d'ouest et nord-ouest ont donc une responsabilité certaine dans le déclenchement des avalanches de l'hiver 1969—70, particulièrement en février.

Des précipitations très inégalement réparties: Supérieur à la moyenne, le bilan d'enneigement de l'hiver 1969—70 n'a pas été exceptionnel; du 20/II/69 au 30/4/70, en chutes cumulées:

8,54 m au Villaret de Tignes (1750 m)
8,62 m à Sainte Foy — Tarentaise (1250 m)
5,20 m à Pralognan (1450 m)
5,35 m à Peisey — Nancroix (1350 m).

L'enneigement est moins important que celui de 1922—23 ou l'on avait vu tomber entre le 15 novembre 1922 et le 15 mars 1923, 7 mètres de neige à 1500 m en Haute Tarentaise. Il est aussi moins important que celui de 1965—66, où il était tombé du 15 novembre 1965 au 15 janvier 1966, 8 m à Arèches en Beaufortin, 7,20 m à Albanne en Moyenne Maurienne et même 9,50 m à Champagny en Moyenne Tarentaise du 12. XI. 65 au 5. I. 66.

Avant tout les précipitations sont très inégalement réparties: elles se concentrent sur 3 mois: février, mars et avril. Le tableau suivant indiquant le pourcentage des précipitations sous forme de neige par mois dans chaque station en donnera une idée:

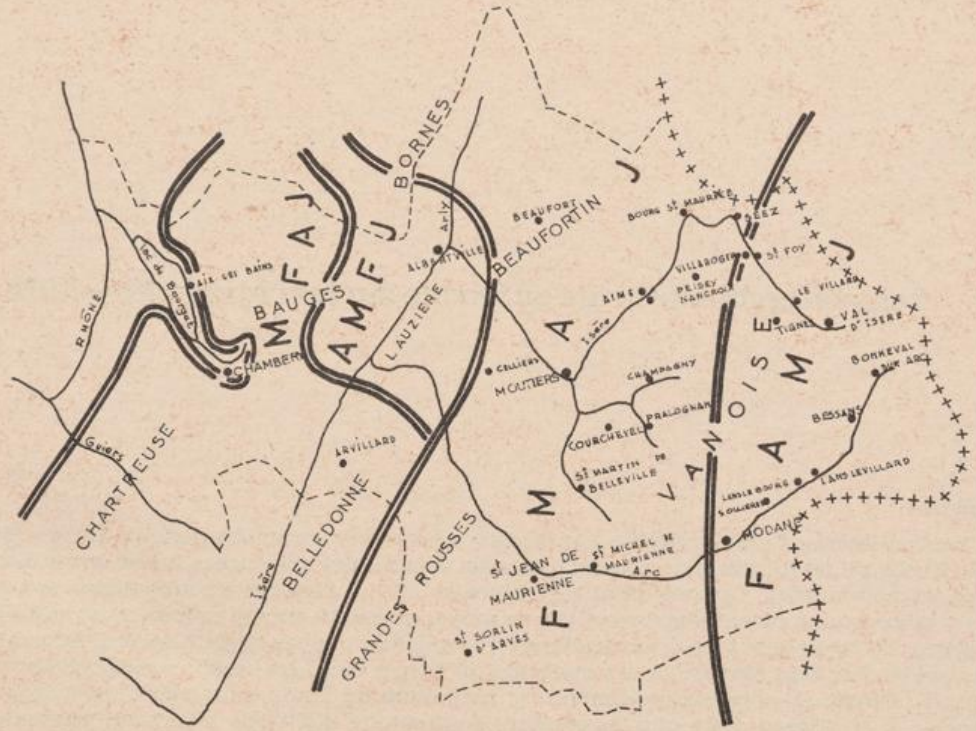


Fig. 1
Carte des secteurs d'avalanches en Savoie
durant l'hiver 1969—1970

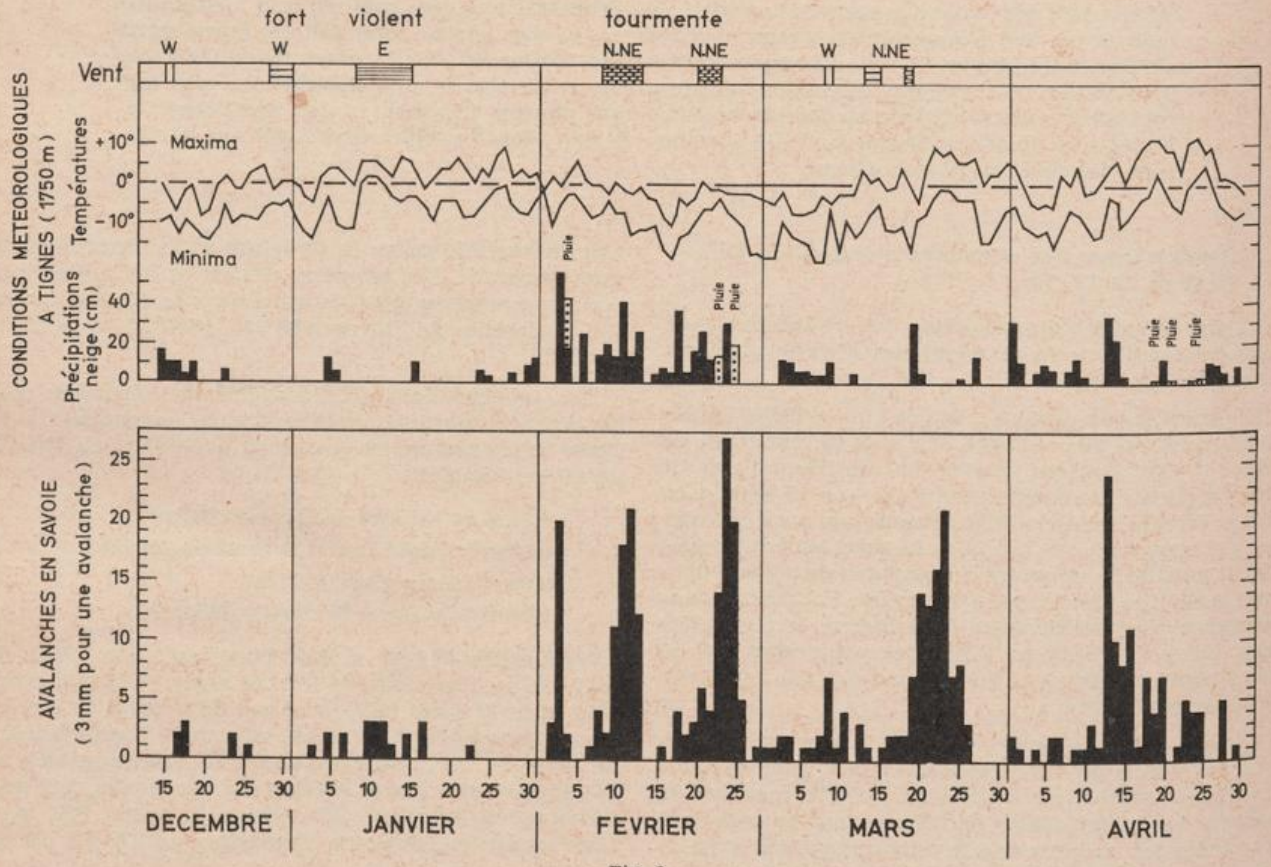


Fig. 2
Graphique des avalanches de l'hiver 1969—70 en Savoie
rapportées aux données météorologiques du
Villaret de Tignes (1750 m)

	N	D	J	F	M	A
Tignes le Villaret 1750 m	5%	12,4%	6,5%	41%	12,5%	22,6%
Ste Foy 1250 m	5%	14,9%	4,4%	44,7%	13%	18%
Peisey Nancroix 1350 m	4,3%	18,8%	5,6%	39,3%	13,5%	20%
Pralognan 1450 m	7,6%	15,2%	4,6%	47%	16%	9,7%

En moyenne, pour la Tarentaise et la Maurienne, les précipitations sous forme de neige en fevrier, mars et avril représentent de 72 à 76% du total hivernal et le mois de février représente de 38% à La Giettaz à 48% à St Sorlin d'Arves. Certains jours sont à mettre particulièrement en évidence quant à l'intensité des précipitations: au Villaret de Tignes, 55 cm le 3. II., 40 cm le 11. II. ou 35 cm le 18. II. et le 13. IV.

Le manteau nival, après avoir atteint 90 cm fin décembre à 2000 m d'altitude, passe à 65 cm fin janvier. Les chutes de neige des 3 mois suivants vont le porter à 250 cm le 25. II., 210 cm le 8. III. et 250 cm le 14. IV.

Enfin le nombre de jours de neige a été largement supérieur à la moyenne: le 30. IV. 70, on compte les valeurs suivantes: 76 jours pendant lesquels il a neigé à Ste Foy contre 50 en moyenne, 80 jours au Villaret de Tignes contre 54 et 83 à Bonneval sur Arc contre 56 en moyenne.

L'hiver 1969—70 se présente comme un hiver retardé sur le plan des précipitations.

Des températures inférieures à la normale saisonnière: Les mois de novembre 1969 et janvier 1970 ont été inférieurs à la moyenne pour les minimas mais largement supérieurs pour les maximas. Par contre, les autres mois font de cette saison une période nettement plus froide que la normale saisonnière. Un tableau des moyennes mensuelles de 1969—70 au Villaret de Tignes rapportées aux moyennes mensuelles de la decennie 1951—60 dans la mème station en donnera une idée:

		N	D	J	F	M	A
Minimas	1951—1960	−2	−6,5	−8	−7,5	−5	−1,3
	1969—1970	−3,6	−10	−5,2	−9,1	−9,5	−6
Maximas	1951—1960	+3,5	+0,6	−0,3	+2	+5,1	+7
	1969—1970	+5,3	−1,7	+3	−1,4	+0,6	+3,6

Février, mars et avril sont donc nettement plus froids que la normale, parfois de 5° C. Il est frappant de constater que, pour le seul mois de février, Boug St Maurice ne connut que 4 jours sans précipitations, pas d'ensoleillement et une température de 4° C inférieure à la moyenne.

Des conditions idéales pour le déclenchement des avalanches: Elles ont été réunies sur tous les versants. Le vent d'abord est venu remplir les combes (comme à Lanslevillard où l'avalanche du Roc Noir n'a pas suivi sa trajectoire habituelle et a dévalé droit sur le village) ou les replats sis au versant sous le vent. Il est aussi responsable de la constitution de nombreuses plaques à vent superposées dans la couche de neige, qui ont permis au manteau de supporter temporairement des masses de neige bien supérieures à la capacité des versants (exemple: Val d'Isère).

Ensuite les précipitations, étalées d'habitude sur 4 mois (2), se sont concentrées sur 3 mois.

Enfin les conditions de forte nébulosité, en annulant les effets de l'insolation ont égalisé pendant le mois de février et la première quinzaine du mois de mars, l'évolution de la structure cristallographique du manteau nival. L'exposition n'a pas joué son role de différenciation de la diagenèse selon les versants.

Il est remarquable de constater que, le 5 février, comme le I mars, la diagenèse du manteau est parallèle sur le versant nord des Deux Têtes (2200 M) et sur les crêtes de Vaugella (2200 M) orientées plein sud (ces deux points sont situés dans le bassin de Bourg Saint Maurice). Il faut attendre le 12. III. pour voir les versants sud, sud-ouest, et ouest évoluer plus rapidement que les versants nord, nord-ouest, est et nord-est.

Compte tenu de ces remarques, on peut distinguer neuf séquences d'avalanches (fig. 2) entre le 17 décembre 1969 et le 30 avril 1970. Nous avons laissé de côté les avalanches de mai, qui sont classiquement dues au réchauffement printanier.

Séquences d'avalanches de l'hiver 1969—70: Celles de janvier sont localisées dans la moyenne Maurienne et les Bauges. Elles sont essentiellement des avalanches dues à l'alourdissement du manteau par la pluie et les températures élevées.

Les 3 séquences de février sont assez semblables: du 2 au 4 février, du 7 au 13 février, et du 18 au 26 février. Les températures sont basses, les chutes de neige sont abondantes (150 cm à 1800 m entre le 7 et le 13. II.), et surtout la tempête souffle avec une violence inouie, de secteur ouest-nord-ouest. Les hautes vallées sont les premières atteintes, en particulier les communes de Villaroger (Haute Tarentaise) et Bonneval sur Arc (Haute Maurienne). Ce type de situation n'est pas nouveau: GEX (3) constate en 1923-février, la simultanéité des avalanches en Haute Tarentaise et en Haute Maurienne. De même on peut noter le retard de 24 H de la Moyenne Tarentaise sur la Moyenne Maurienne.

Les séquences de mars, du 1 au 15 III, et du 16 au 27 III, nous font assister au retour d'une situation plus classique. La diagenèse du manteau commence à se faire sentir; aussi les régions occidentales de la Savoie connaissent — elles les premières avalanches de printemps. De mème l'analyse des dates de déclenchement permet de suivre, à partir du 15 mars, la remontée dans les vallées du réchauffement printanier. Ainsi, en situation de réchauffement, la Haute Maurienne qui suit à 24 H la Moyenne Maurienne, précède de 24 H la Moyenne Tarentaise et de 48 H la Haute Tarentaise.

Les séquences d'avril enfin nous font assister à la pénétration marquée du réchauffement; pendant que les zones basses évacuent leurs dernières avalanches de printemps, les hautes vallées commencent à voir couler les premières grandes avalanches de fond.

Le déclenchement des avalanches en fonction des conditions météorologiques et du secteur géographique appelle des remarques. D'abord la quasi totalité des avalanches de février 1970 est due aux chutes de neige, pendant la chute ou au plus tard 24 H après. Ceci confirme les conclusions de Mr. POGGI (4).

A partir du 20 mars, 70% des avalanches sont dues au réchauffement de la température; certes les précipitations jouent un role, mais celui-ci n'est que secondaire: elles alourdissent un manteau déjà fragilisé par la diagenèse avancée du manteau. La preuve en est que les faibles pluies des 19, 21, 24 et 25 IV sont responsables de 18 avalanches en Savoie alors que la forte pluie des 3 et 4 II n'entraîna qu'une seule avalanche partie très bas. La pluie avait dans ce cas stabilisé le manteau.

2. Les secteurs géographiques d'avalanches en Savoie durant l'hiver 69/70

Il ressort de l'étude qui précède que l'on peut distinguer 5 grands secteurs géographiques d'avalanches: les Bauges, le Bassin d'Albertville et les basses vallées, les moyennes vallées (Moyenne Tarentaise et la Moyenne Maurienne), et les hautes vallées (Haute Tarentaise et Haute Maurienne). Ces secteurs ne sont pas tous d'égale importance (fig. 3).

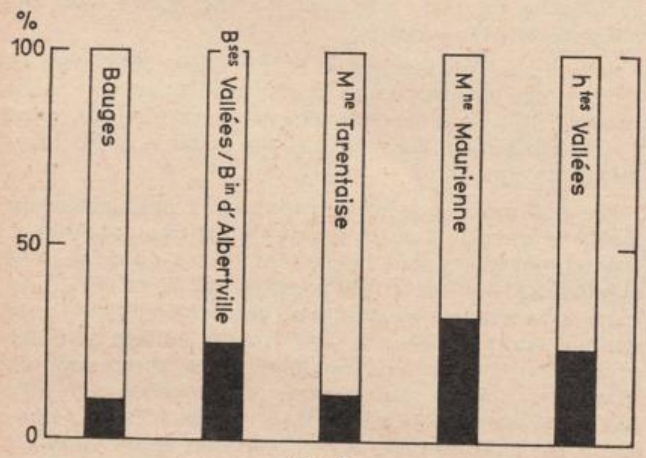


Fig. 3
Graphique de la part de chaque secteur géographique dans les avalanches de Savoie durant l'hiver 1969—70

Ces secteurs apparaissent particulièrement lorsqu'on compare la proportion des avalanches de chaque mois (janvier, février, mars et avril) dans chaque zone. Ainsi, en classant les mois par ordre décroissant, fait-on apparaitre des types de secteurs d'avalanches (fig. 4).

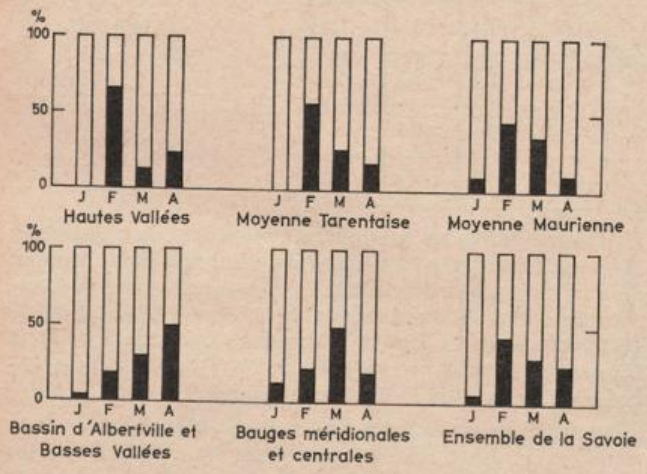


Fig. 4
Graphique des pourcentages par mois des avalanches dans chaque secteur géographique de la Savoie durant l'hiver 1969—1970

Types M.F.A.J. et A.M.F.J.: Ce sont ceux qui apparaissent dans les basses vallées, le bassin d'Albertville, les Bauges Centrales et Méridionnales et la Vallée du Gelon; en bref, les régions occidentales des Alpes de Savoie, d'altitude plus basse et de ce fait, sensibles au réchauffement printanier. Sensible sur le massif des Bauges, ou il se manifeste régulièrement de janvier à mars, le réchauffement apporte dans les Bauges Centrales et Méridionnales un maximum de mars; ensuite le nombre des avalanches décroit. Les Bauges sont du type M.F.A.J. Par contre, le Bassin d'Albertville et les Basses Vallées connaissent un maximum plus tardif en raison d'une altitude des zones de cisaillement plus élevée; le maximum est en avril. Puis viennent mars et février. Le type est ici A.M.F.J.

Les épisodes météorologiques de redoux et de coups de froid que connut la Savoie durant l'hiver 1969—70 expliquent assez bien l'évolution du manteau dans ces zones moins élevées en altitude. Le manteau nival a été stabilisé dés février par des pluies. De plus les chutes de neige se sont faites sous la forme de neige humide, plus stable, mais à diagenèse plus rapide. Enfin reste le problème du contact sol — manteau, plus aigu encore ici que dans le reste de la Savoie. Avec un automne 1969 clément, l'occurence du gel dans le sol a été faible; aussi, très tôt, la température au contact du sol et de la couche de neige a-t'elle été proche de 0° C. Il en est résulté des avalanches de fond précoces dès le mois de janvier.

Les types A.M.F.J. et M.F.A.J. sont la marque de régions basses, directement influencées par les dépressions océaniques; ils produisent des avalanches de fond dues en majorité au réchauffement de la température.

Types F.M.A.J.: Il semble etre, pour l'hiver 1960—70 le type moyen par excellence puisqu'il est en même temps celui des vallées moyennes et de toute la Savoie. Les zones de cisaillement sont situées à 1950 m en moyenne contre 1600 m dans les deux types précédents. L'importance des avalanches de février est explicable par les conditions de ce mois: des températures basses, de fortes chutes de neige correspondant à de nombreuses avalanches superficielles de neige poudreuse. De plus les vallées moyennes connaissent déjà un domaine haut — montagnard développé. Cependant la venue en second lieu du mois de mars indique aussi que les vallées moyennes sont sensibles au réchauffement printanier. Les avalanches de mars sont toutes des avalanches de fond.

Il convient pourtant d'introduire une discrimination entre la moyenne Maurienne et la moyenne Tarentaise, plus septentrionnale. La moyenne Maurienne a en effet été le seul domaine avec les Bauges à connaitre des avalanches en janvier.

Par contre, la moyenne Tarentaise, insensible au léger réchauffement de janvier n'a connu d'avalanches qu'à partir de février. Le mois de février représente 56% des avalanches de l'hiver. Il faut ajouter aussi que cette zone est plus haute en altitude moyenne et plus massive, ce qui explique le retard de 24 h constaté plus haut. De même s'explique le fait que mars fut moins avalancheux qu'en moyenne Maurienne (25% contre 35,5%). alors qu'avril le fut plus (17% en Moyenne Tarentaise contre 10,2% en moyenne Maurienne). Ainsi, la moyenne Tarentaise accuse un retard global de quelques jours sur le domaine plus méridionnal de la moyenne Maurienne, qui évacue les portions les plus instables de son manteau dès le mois de mars; seul en Moyenne Tarentaise, le versant de rive droite de l'Isère accompagne la moyenne Maurienne: les avalanches des communes de Granier sur Aime, La Cote d'Aime et Valezan tombent en même temps que celles de la vallée des Arves (St Sorlin d'Arves). Peut-on en conclure que les avalanches de St Sorlin d'Arves sont, avec 24 h d'avance, annonciatrices de celles de Pralognan ou Champagny? Notre étude ne porte que sur un an.

Le type F.A.M.J.: C'est celui des hautes vallées, et, pour l'hiver 1969—70, aucune différence n'est notable entre la Haute Tarentaise et la Haute Maurienne. Aussi les confondons nous dans le même type.

C'est le mois de février qui a vu tomber le plus grand nombre d'avalanches: soit 65,5%. Toutes sont des avalanches de neige poudreuse déclenchées très haut 2900 m pour l'avalanche de la Grande Gorge à Val d'Isère, 3300 m pour celle de l'Eglise à Sollières, 3200 m pour celle du Roc Noir à Lanslevillard. Le vent est le responsable de l'accumulation de fortes quantités de neige dans les combes situées sous les crêtes sommitales.

Très froid, le mois de mars marque une accalmie qui n'est pas observée en année normale: d'ordinaire le mois de mars vient en second lieu avec les premières avalanches de fond. Moins enneigé que février, mars s'est comporté cependant en période de plein hiver.

Enfin le net réchauffement d'avril est responsable de 22,4% des avalanches de janvier à avril. La cause en revient sans doute au cumul des effets du rechauffement et d'une diagnèse avancée du manteau nival.

Un fait enfin; qui n'est peut-être que fortuit, a retenu notre attention. Si l'on considère les années très avalancheuses telles 1923, 1936, 1945, ou 1970, on constate que deux communes voient leurs avalanches tomber 24 à 48 h avant les grandes avalanches des hautes vallées: Bonneval sur Arc et Villaroger. Particulièrement sensible, l'avalanche du Chapuis à Villaroger, se comporte en annonciatrice, par temps de tempête, des avalanches de Val d'Isère, Tignes et Bessans. Une étude plus précise permettra de confirmer ou infirmer cette constatation.

L'hiver 1969/70 rejoint, pour le grand nombre des avalanches tombées, ceux de 1922—23, 1935—36, 1944—45. Une étude précise de la durée de retour des hivers avalancheux, peut-être par la méthode de Labrouste — Vercilli, appliquée aux avalanches, mériterait d'être entreprise (5).

Si l'hiver 1969/70 n'a pas été exceptionnel pour le nombre des avalanches, il fut néanmoins un hiver d'avalanches exceptionnelles. La concentration des précipitations, la violence et la durée des tourmentes ont été la marque climatologique des mois de février et mars. Commencée en février, la saison des avalanches a pris fin en mai, semblant accréditer ainsi l'hypothèse de 4 mois de véritable hiver entre octobre et mai (2).

Il serait tentant de prévoir les avalanches en fonction de la situation météorologique et de la précocité de chutes d'avalanches dans quelques couloirs ayant rôle de test. Le nombre des données chiffrées ne semble pas encore suffisant pour entreprendre une prévision aussi précise.

Références

(1) BUCHOT, C.: Evolution du manteau neigeux en Haute Tarentaise Monogr. O.N.M., Paris, No. 66 1969.

(2) LOVIE, C.: Les avalanches en Haute Tarentaise. D.E.S. de Géographie, I.G.A., Grenoble 1966.

(3) GEX, F.: Les avalanches de l'hiver 1922—23 dans les Alpes Françaises du Nord, R.G.A., XI-2; 1923.

(4) POGGI, A., et PLAS, J.: Conditions météorologiques critiques pour le déclenchement des avalanches. Publ. A.I.H.S. No. 69 (1966) p. 25—34.

(5) KAHN, M.: Considérations sur la répartition chronologique des avalanches de neige. Publ. A.I.H.S. No. 69 (1966), p. 332—340.

J. J. PLAS

DK 551.578.48

Les avalanches dans les Alpes Françaises

10 ans d'observations et de mesures

Résumé

Les premières observations méthodiques d'avalanches, entreprises dans les Alpes Françaises, ont débuté en 1899.

Puis on trouve des travaux isolés, trés dispersés, sur divers aspect du problème. Pour la première fois en France, nous avons été appelé à apporter une contribution pratique, au titre de la météorolgie, en 1950.

Mais, c'est depuis 1959 que des travaux, études et recherches systématiques, à base scientifique, ont été entrepris en France.

Un laboratoire spécialisé pour l'étude de la neige et les avalanches a été créé au Col de Porte prés de Grenoble. Parallèlement, un petit réseau de postes d'observations et mesures nivo-météorologiques, réparti sur les Alpes du Nord, nous a fourni des éléments précis qui nous ont permis de mettre au point une première méthode chiffrée, de prévision du „phénomène avalanche". Des tests statistiques ont été effectués par une méthode de calcul numérique.

Nous avons pu constituer un fichier de plus de cinq mille (5000) observations d'avalanches depuis 1959.

Des données ont été réunies sur l'enneigement de chaque hiver.

Les principaux paramètres météorologiques ont également fait l'objet d'observations et de mesures.

La documentation réunie au cours des dix dernières années, nous permet d'entreprendre une étude statistique et analytique. Notre propos est de donner ici un premier aperçu succinct de ce travail.

Pour traiter du problème des avalanches, il convient de le situer — voir mème de le définir.

On peut dire que les habitants des montagnes se sont préoccupés depuis toujours des avalanches. Les emplacements choisis pour les anciennes habitations et certains ouvrages de protection (remarquablement conçus), en témoignent.

Mais le problème a surtout pris l'aspect et les proportions actuelles, en raison de l'évolution économique et sociale moderne.

Les populations montagnardes permanentes (anciennes) ont presque disparu, pourrait-on dire. La population actuelle (passagère), n'a pratiquement plus rien de commun avec l'ancienne. Les problèmes que cela a créés se posent maintenant de façon differente. Aux hameaux de quelques maisons isolées, qui étaient implantés dans les endroits les mieux protégés — et cependant se trouvaient parfois exposés, ont succédé de véritables petites villes de plusieurs millers d'habitants.

Il est évident que situées dans des sites souvent tres retreints, ces nouvelles installations débordent souvent les périmètres de sécurité. Pour les protéger, on ne peut plus se contenter d'estimations empiriques, les hypothèses subjectives sont dépassées. Mais les progrés scientifiques réalisés dans tous les domaines, avec les procédés et méthodes d'investigation modernes, doivent permettre de faire face aux situations nouvelles complexes. Il faut pour cela adapter résolument les méthodes modernes dans ce domaine.

Le phénomène «Avalanche», résulte logiquement de la neige (ceci est une évidence, mais nous avons cru bon de le rappeler). Pour en définir l'origine et le mécanisme, il convient donc de situer le problème dans la *Nivologie*.

Or, la neige est — du moins à son origine — un hydrométéore; nul ne le contestera. Par la suite, le manteau neigeux au sol reste tres étroitement tributaire des conditions météorologiques. L'étude des propriétés physiques et mécaniques de la neige, ne saurait se dissocier de la *Météorologie*, à laquelle elle reste étroitement liée.

La résultante des facteurs météorologiques, s'inscrit dans la structure et l'évolution des couches de neige, dont les métamorphoses résument les effets. Chacune des strates représentant les chutes successives, a reçu dès l'origine, l'empreinte de conditions météorologiques particulières. L'ensemble a de ce fait une structure et des proprétés tres diverses et variables, dans le temps et dans l'espace. Ainsi, d'un lieu à un autre et d'un hiver à l'autre, les conditions sont souvent tres différentes. Des couches de neige qui auraient parfois une certaine analogie apparente — comme par exemple; la même épaisseur, ou prises à la même date et la même altitude, mais à des latitudes différentes — peuvent avoir une structure et des propriétés totalement différentes. Il en résulte que les masses de neige présentent un caractère et des propriétés essentiellement anisotropes.

L'étude de la neige

Les problèmes relatifs à la neige peuvent faire l'objet d'études et de travaux qui intéressent des chercheurs et organismes différents et divers. Mais rien ne saurait se concevoir sérieusement dans ce domaine, sans tenir compte en premier lieu des éléments météorologiques.

Tant en France que dans de nombreux autres pays, des chercheurs de disciplines très diverses ont apporté une contribution importante à la nivologie (Etude scientifique de la neige). Tous ces travaux ont permis de définir un certain nombre de lois fondamentales, physiques et mécaniques, qui donnent une connaissance parfaite du comportement et de l'évolution du manteau neigeux, dont résultent les avalanches.

Tout ce qui a été fait dans ce domaine est généralement publié et connu, nous ne voulons pas ici le développer ni en faire l'exégèse. Tout travail de ce genre, sans apport de résultats nouveaux ne serait qu'une compilation absolument sans utilité et sans intérêt.

Nous voulons cependant remarquer qu'il ne faut pas croire que n'importe quel esprit cultivé, soit apte ipsofacto à appréhender à lui seul l'ensemble des aspects scientifiques de la nivologie.

L'étude des avalanches

Les premières observations méthodiques d'avalanches, entreprises dans les Alpes Françaises, ont débuté en 1899. Elles ont permis l'établissement d'un répertoire «cadastre» publié en 1932.

Comme dans d'autres pays, il semble que ce soit les Services forestiers qui se sont souvent intéressés les premiers à ces problèmes. Ce travail consiste surtout à dénombrer et situer les emplacements d'arrivée (couloirs d'avalanches). Il présente un intéret certain, en particulier pour la délimitation des périmètres de sécurité, dans les zones où tombent les avalanches. Mais il ne saurait etre suffisant et efficace lorsqu'il s'agit de définir le mécanisme et les causes du déclenchement qui se situent souvent au dessus des couloirs. On en a vu des exemples spectaculaires au cours de l'hiver dernier 1969 – 1970.

L'observation d'une avalanche tombée en indique plus les effets que les causes. Des observations et mesures dans la zone de départ seraient plus efficaces et utiles pour la connaissance des causes et du mécanisme.

Il y a eu également d'autres travaux isolés tres dispersés, sur différents aspects de la nivologie; par exemple:

Une Comission Nationale, rattachée au Ministére de l'Education Nationale, semble avoir fonctionné aux environs des années 1930 à 1940. Ele doit certainement avoir rassemblé des renseignements intéressants.

Les services de l'Armée ont également effectué des observations intéressantes dont il doit exister des archives.

Des études particulières, locales, ont été souvent faites par des chercheurs, glaciologues, physiciens, géographes, etc.

Mais, il n'en reste pas moins que tous ces travaux et études diverses et la documentation qui s'y rapporte, ne sont pas groupés, ni reliés entre eux. Ce manque de liaison coordonnée est certainement préjudiciable à des progrès rapides et importants, pour une meilleures connaissance du problème des avalanches.

Pour la première fois en France, nous avons été appelé à apporter une contribution, au titre de la Météorologie, en 1950; pour tenter de mettre sur pied une application pratique de «prévision» du risque d'avalanche.

Mais, c'est depuis 1959 que des travaux études et recherches systématiques à base scientifique, ont été entrepris en France, par trois services groupés. La Météorologie Nationale, avec Electricité de France et Eaux et Forets, a créé un Laboratoire spécialisé pour l'étude de la neige et les avalanches, au Col de Porte, pres de Grenoble. Les études et recherches qui en résultent, contribuent à la définition et la mise au point de ce que l'on pourrait appeler la «physiologie pathologique» de la neige.

Parallelement, avec les travaux de recherche du laboratoire, un petit réseau de postes d'observations et mesures nivo-météorologiques, a permis d'obtenir chaque hiver des éléments précis, sur l'ensemble des Alpes.

Premiers resultats — application pratique

Tres rapidement, l'examen des observations et une analyse du processus et des conditions de déclenchement des avalanches, a permis de dégager des éléments d'appréciation intéressants.

La constatation qui s'impose, montre que les avalanches se produisent en fonction de deux sortes d'éléments principaux:

Les conditions et facteurs météorologiques.

La structure et l'état du manteau neigeux.

Le point le plus important a été la mise en évidence d'une liaison étroite du phénomène avalancheux avec les précipitations neigeuses — voir même pluvio-neigeuses —. En période d'hiver, de décembre à février, la cause première de l'avalanche est et reste la chute de neige fraiche.

Ces constatations nous ont conduit à concrétiser par une formule chiffrée, une méthode pratique d'appréciation du risque d'avalanche. Dans un but purement pratique, on a pris pour base des seuils de précipitations, mesurées (ou prévues) de 24 heures à trois jours. Une représentation graphique simultanée des paramètres météo-nivologiques donnant une vue d'ensemble.

Publié en notes techniques (cf note EERM n° 164), ce procédé a fait l'objet d'une communication présentée au Symposium International de Davos en avril 1965.

Par la suite, les spécialistes Suisses ont reconnu que: «l'analyse du déclenchement des avalanches en liaison avec les facteurs météorologiques», confirmait parfaitement ce que nous avons démontré pour le facteur précipitations. Ils ont également dit: «n'avoir pas pu classer une seule avalanche qui soit imputable à la température» en période d'hiver. Il écrivaient: «les avalanches sans raisons météorologiques extérieures représentent moins de 1%».

Des résultats et des conclusions sensiblement identiques aux notres, ont également été publiés en U.R.S.S.

Précisons encore que cette méthode a été améliorée et perfectionnée en cours d'application, par des campagnes de mesures expérimentales.

On a pu procéder récemment à un test tres intéressant, par une méthode de calcul numérique, en utilisant, à postériori, la documentation des dix dernières années. En prenant pour base, notre méthode des précipitations cumulées comme index de prévision. Les résultats obtenus confirment parfaitement ceux obtenus avec la première méthode, basée sur le facteur précipitations tel que nous l'avons défini.

La mise au point de ce nouveau processus de prévision, entièrement automatique, permettrait une gradation plus fine de l'évaluation du risque. Cela aurait également le tres grand avantage d'éliminer toute inter-

prétation humaine, risque d'erreurs d'appréciation. Mais il faut encore prendre en compte dans le modèle de calcul, en plus des précipitations (prévues), des données nivologiques variables, qui doivent être chiffrées et obtenues par des mesures normalisées.

Indiquons aussi, que les méthodes et instruments de mesure pour les investigations du manteau neigeux, ont également fait l'objet de certains de nos travaux. Par exemple, nous avons pu mettre au point un pénétrographe appliqué à la neige. Nous avons présenté cet appareil et le résultat des mesures au 87e Congrès de l'A.F.A.S. à Nancy en 1968 et à notre dernier Congrès de Grenoble.

Etude statistique de la documentation

Les travaux de recherche pour l'étude de la neige et la prévision des avalanches dans les Alpes Françaises, ont permis de réunir, au cours des dix dernières années, une documentation de base dont on peut déja tirer des indications valables.

Cette documentation est déja consultée fréquemment. En particulier, un nombre croissant d'étudiants de l'Université viennent y puiser des éléments pour préparer des certificats d'études supérieures — voir même des thèses.

Nous avons entrepris une étude statistique et analytique, pour faire une synthèse de nos travaux et des documents que nous avons réunis. Ce travail est en cours, mais il est long et nous ne pouvons y consacrer que peu de temps.

Mais c'est sans doute par l'exploitation systématique et coordonnée de cette documentation, à l'aide des méthodes et procédés mathématiques modernes que l'on pourra obtenir des résultats rapides et certainement tres intéressants.

Les principaux paramètres météorologiques; températures; précipitations pluie ou neige (ou pluvio-neigeuses), ont déja étés enregistrés méthodiquement pour de longues périodes.

Les données sur l'enneigement de chaque hiver ont déja été enregistrées régulièrement, en plusieurs point depuis dix ans: hauteur des chutes de neige; quantité d'eau de fusion; hauteurs journalières de la neige au sol; quelques séries de mesures, profils de résistance et stratigraphiques.

Pour les avalanches, nous avons constitué un fichier qui contient maintenant plus de cinq mille (5000) observations, réunies depuis 1959. Ces observations comportent: le lieu; la date; l'heure; l'altitude de déclenchement; nature de l'avalanche et de la neige; exposition du versant; nature du terrain et identification du couloir. Observons que le dernier renseignement que nous venons d'énoncer est plus particulièrement utile pour la protection que pour l'analyse des causes du phénomène.

Les quelques tableaux et graphiques qui suivent, donnent un apperçu succinct de nos travaux et du contenu des principaux documents dont nous disposons.

Tab. 1

Tableau de répartition mensuelle des déscentes d'avalanches depuis 1959

Hiver	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Total
1959—60	137	113	171	47	15	483
1960—61	16	94	238	11	5	364
1961—62	4	39	19	184	52	298
1962—63	24	84	151	147	187	593
1963—64	2	—	23	48	28	101
1964—65	16	181	27	197	18	439
1965—66	226	321	229	25	64	865
1966—67	42	24	164	38	2	270
1967—68	—	157	281	120	20	578
1968—69	49	97	89	133	67	435
1969—70	4	83	307	310	262	966
Total	520	1193	1699	1260	720	5392

Tab. 2

Pourcentage par altitude des avalanches observees au cours des 10 ans

Altitude	60−61	61−62	62−63	63−64	64−65	65−66	66−67	67−68	68−69	69−70
3 000 m				25,0	–	–	–	1,0	1,0	0,3
2 900 m	0,9	–	0,6	–	–	–	–	–	–	0,2
2 800 m	0,5	2,1	5,3	–	0,9	1,0	1,4	1,0	3,5	1,0
2 700 m	–	2,1	2,1	–	0,8	0,5	1,6	1,0	2,0	0,3
2 600 m	2,8	1,0	5,0	–	1,7	0,5	1,5	1,0	2,6	2,0
2 500 m	2,8	5,4	11,0	10,0	2,3	2,0	3,5	2,0	2,4	2,0
2 400 m	7,5	4,4	6,7	15,0	4,6	3,0	3,4	1,0	3,5	3,0
2 300 m	5,1	6,5	9,4	15,0	1,6	3,0	2,5	2,0	6,3	3,1
2 200 m	8,8	6,5	5,0	15,0	2,1	4,0	7,8	3,0	5,2	5,0
2 100 m	7,0	3,5	4,4	–	1,5	2,0	2,9	2,0	2,5	4,2
2 000 m	14,0	13,1	12,7	5,0	7,1	12,0	21,6	8,0	7,9	12,0
1 900 m	6,5	15,2	8,3	5,0	12,1	11,0	10,9	8,0	8,6	11,5
1 800 m	12,5	12,0	14,4	10,0	13,4	16,0	16,7	18,0	10,4	16,0
1 700 m	9,3	12,0	3,9	–	14,8	15,0	9,5	18,0	18,9	14,6
1 600 m	7,0	8,7	5,0	–	14,4	15,0	7,9	12,0	14,2	10,0
1 500 m	3,7	5,4	3,9	–	6,2	10,0	8,8	10,0	6,0	7,0
1 400 m	4,2	2,1	0,6	–	6,1	1,0	–	6,0	4,0	4,5
1 300 m	2,8		1,7	–	3,2	2,0	–	2,0	–	1,2
1 200 m	2,3			–	2,2	1,0	–	4,0	1,0	0,4
1 100 m	2,3			–	1,0	1,0	–	–	–	0,4
1 000 m	–			–	4,0	–	–	–	–	1,3

Tab. 3

Pourcentage des descentes d'avalanches entre 1500 et 2500 m de 1960 à 1970

Années Altitude	60−61	61−62	62−63	63−64	64−65	65−66	66−67	67−68	68−69	69−70
2500 m	2,8	5,4	11,0	10,0	2,3	2,0	3,5	2,0	2,4	2,0
2400 m	7,5	4,4	6,7	15,0	4,6	3,0	3,4	1,0	3,5	3,0
2300 m	5,1	6,5	9,4	15,0	1,6	3,0	2,5	2,0	6,3	3,1
2200 m	8,8	6,5	5,0	15,0	2,1	4,0	7,8	3,0	5,2	5,0
2100 m	7,0	3,5	4,4	–	1,5	2,0	2,9	2,0	2,5	4,2
2000 m	14,0	13,1	12,7	5,0	7,1	12,0	21,6	8,0	7,9	12,0
1900 m	6,5	15,2	8,3	5,0	12,1	11,0	10,9	8,0	8,6	11,5
1800 m	12,5	12,0	14,4	10,0	13,4	16,0	16,7	18,0	10,4	16,0
1700 m	9,3	12,0	3,9	–	14,8	15,0	9,5	18,0	18,9	14,6
1600 m	7,0	8,7	5,0	–	14,4	15,0	7,9	12,0	14,2	10,0
1500 m	3,7	5,4	3,9	–	6,2	10,0	8,8	10,0	6,0	7,0
	84,2	92,7	84,7	75,0	80,1	93,0	95,5	84,0	85,9	88,4

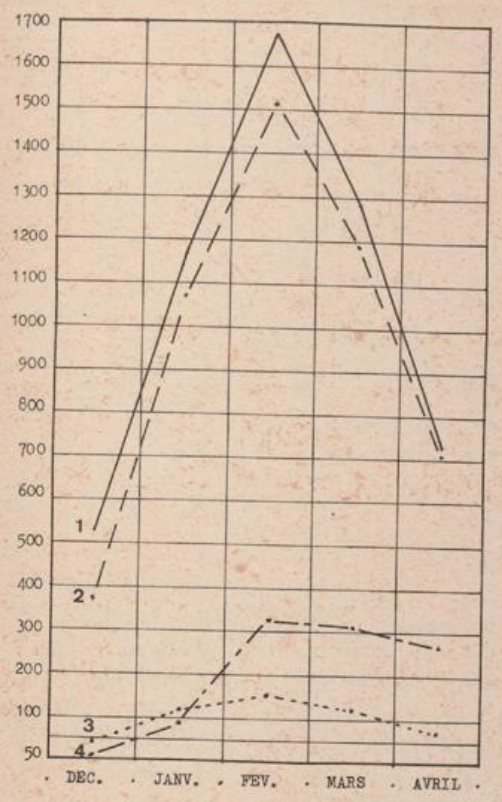


Fig. 1
REPARTITION MENSUELLE DES AVALANCHES
1 — Total des avalanches observées depuis 1959.
2 — Total des dix dernières années.
3 — Moyenne mensuelle des dix ans.
4 — Total des observations de l'hiver 1969—1970.

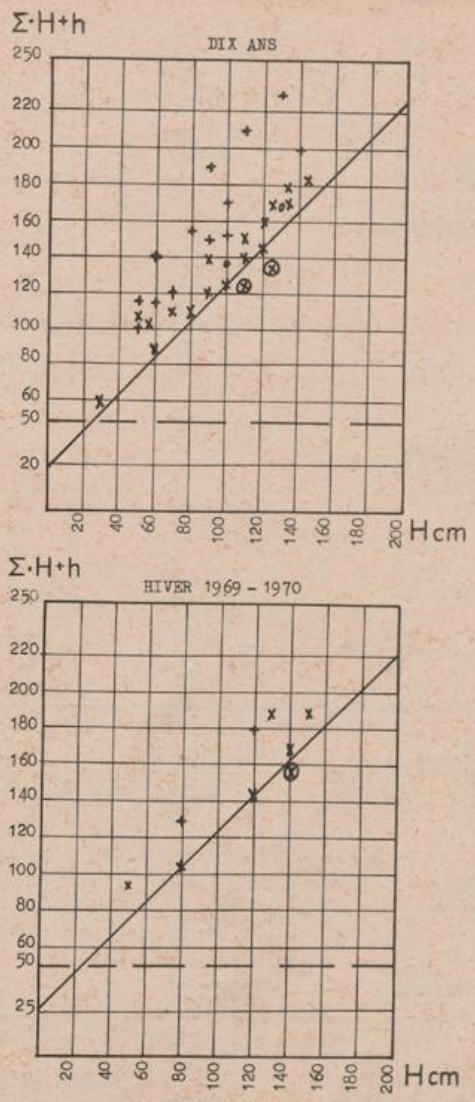


Fig. 2
RELATION: PRECIPITATIONS-AVALANCHES
×1 — Avalanche avec précipations ≥ à 25 mm.
+2 — Avalanche avec précipitations ≥ à 50 mm.
○3 — Pas d'avalanche avec précipitations > à 25 mm.
⊗4 — Avalanche avec précipitations < à 25 mm.

Conclusion

Les avalanches ont pour cause première et principale, les precipitations — une température de l'air élevée pendant l'hiver apparaît plutôt comme un facteur de stabilité que d'instabilité. Le vent, peut etre un facteur important dans certains cas.

Lorsque les précipitations provoquent le phénomène avalancheux, il est généralisé et sa gravité est fonction de l'intensité des chutes, de leur durée et des propriétés mécaniques du manteau neigeux.

Prévoir les situations avalancheuses est maintenant possible. Mais rappelons que si l'on peut prévoir l'orage, on ne prévoit pas le lieu exact de chute de la foudre. Il ne faudrait pas demander de prévoir l'heure et le point précis de telle avalanche.

La prévision météorologique (en particulier la prévision quantitative des précipitations), permet une appréciation pour signaler le risque; les éléments nivométriques permettent une localisation dans l'espace et dans le temps.

L'exploitation de la somme de documentation existante, selon les méthodes modernes, à l'aide de modèles de calcul, pourrait être appliquée systématiquement. Ce procédé permettrait d'augmenter utilement les connaissances acquises et de faire de nouveaux progrès.

Bibliographie

MOUGIN: Etudes glaciologiques »Les avalanches« 1932.

POGGI: Evolution du manteau neigeux. Les avalanches dans les Alpes du Nord. Note EERM No 70 — 1961 et Thèse 1966.

PLAS: L'étude scientifique de la neige et la prévision des avalanches. Notes EERM No 164, 168, 170, 190, 217, 245.

Profils d'enneigement. La Météorologie 1965, p. Pénétrographè à neige. Congrès AFAS Nancy 1968.

OBLED: Calcul du risque d'avalanche. EDF 1970.

ZINGG: Correlation entre le temps et les avalanches. 1965.

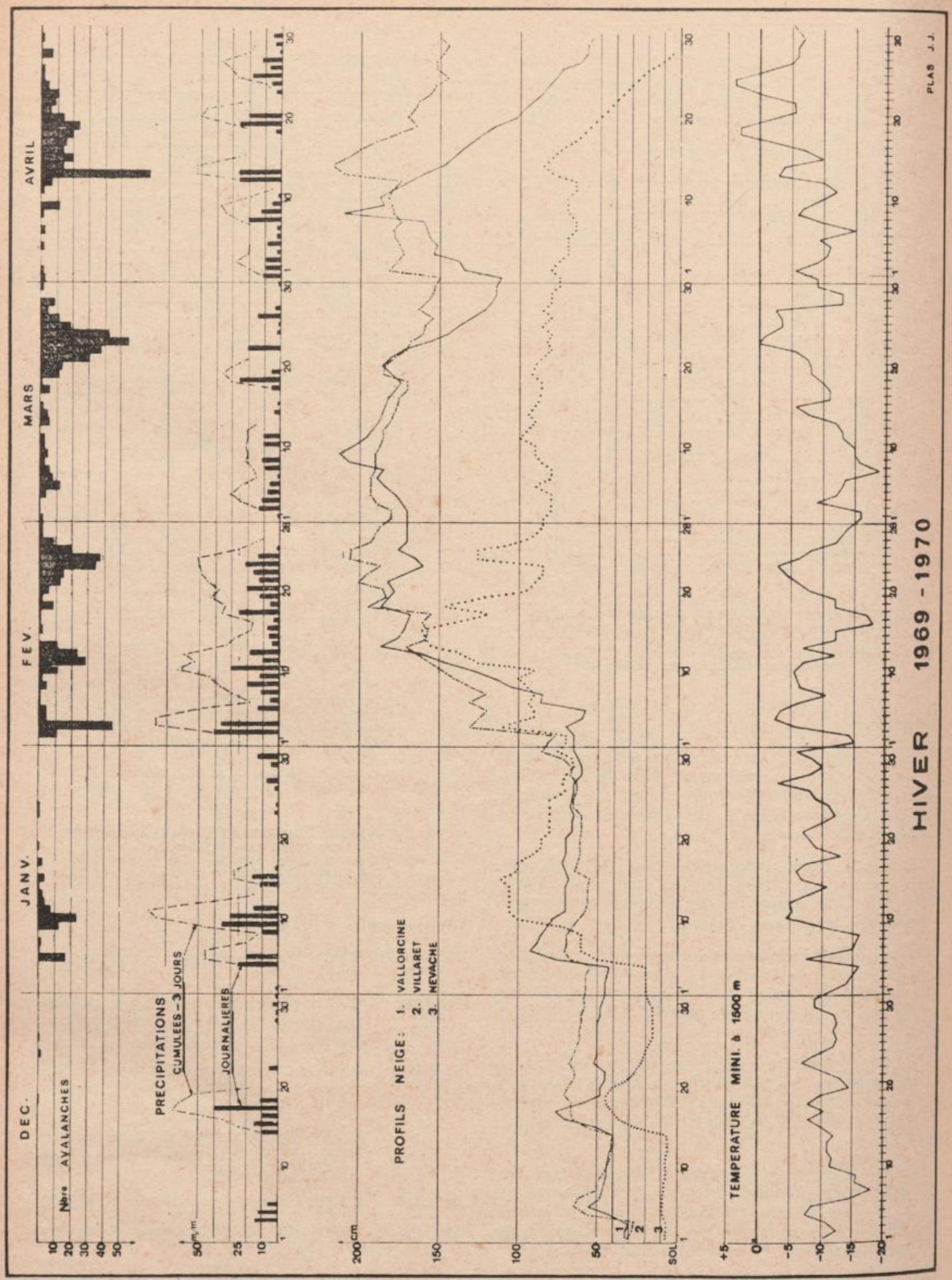


Fig. 3

Représentation graphique simultannée des principaux éléments météo-nivologiques (exemple hiver 1969—1970)
Ce graphique pourrait être préétabli à l'aide des éléments météorologiques p r é v u s (prévision quantitative des précipitations) et nivologiques m e s u r é s.
Il permet d'apprécier les éléments de base pour la prévision du risque d'avalanches, avec notre méthode et la formule chiffrée d'apres les seuils de précipitations.
L'application de la méthode par calcul numérique, dont nous avons parlé, completerait ce graphique, lorsqu'elle sera définitivement mise au point.

H. HERB

DK 551.578.48

Lawinensicherung durch Schneefeldsprengungen im bayerischen Alpenraum

Zusammenfassung

Zu Sicherung der Skifahrer vor Lawinenabgängen auf Pisten und Abfahrten werden im bayerischen Alpenraum neben anderen Schutzmaßnahmen, wie z. B. Lawinenverbauungen, seit einigen Jahren Schneefeldsprengungen durchgeführt.

Ansammlungen größerer Schneemassen an lawinengefährdeten Hängen sollen durch Schneefeldsprengungen verhindert werden.

Die Sprengmethode beruht auf dem Luftminenprinzip. Bei der Explosion der Sprengladung wird die Schneedecke durch die entstehende Druckwelle angedrückt und mit der nachfolgenden Sogwirkung zum Abgleiten gebracht.

Die Sprengungen werden als sogenannte Handsprengungen auf Stangen oder mittels Sprengseilbahnen durchgeführt. Eine Sprengladung hat ein Gewicht von 2,5 bis 10 kg und als Sprengstoff wird Ammonit III verwendet. Am erfolgversprechendsten sind diese Sprengungen, wenn sie unmittelbar nach Neuschneefällen durchgeführt werden.

Aus der ständig steigenden Zahl der Skifahrer ergab sich die Forderung, immer weitere Skigebiete durch Bergbahnen und Skilifte zu erschließen, um diesem Massenansturm besonders an Wochenenden gerecht zu werden.

Nach dem Stand von 1968 umfaßt der Internationale Skiverband mit seinen 45 nationalen Verbänden rund 10 Millionen organisierte Skiläufer. Die Zahl der Nichtorganisierten ist jedoch noch bedeutend höher. Nach Schätzungen üben im europäischen Alpenraum etwa 20 Millionen den Skisport aus, wovon allein auf die Bundesrepublik Deutschland 8 Millionen Skifahrer entfallen.

Vergleicht man damit die etwa 15 Millionen Kraftfahrer in der Bundesrepublik Deutschland, so kann man daraus ermessen, welche Sicherungsmaßnahmen für Pisten und Tourengebiete jetzt und in weiterer Zukunft getroffen werden müssen, um die Unfallgefahr möglichst niedrig zu halten.

Mit den mechanischen Aufstiegshilfen (Bergbahnen und Skilifte), die weitgehendst in Anspruch genommen werden, ist es heute auch dem weniger geübten Skifahrer möglich, mühelos in Skigebiete hochalpiner Lagen vorzudringen, die früher nur dem erfahrenen Bergsteiger zugänglich waren.

Dieser Massenandrang auf die Skigebiete bringt einerseits Gefahren mit sich, die einmal im Menschen selber liegen, wie Überschätzung der körperlichen Leistungsfähigkeit, ehrgeizige Ausnutzung des Skipasses bis zur völligen Erschöpfung, Auskühlung des Körpers durch zu lange Wartezeiten an Liften, Rücksichtslosigkeit auf Pisten gegenüber anderen Skifahrern und Befriedigung des Freiheitsdranges im Geschwindigkeitsrausch.

Andererseits ergeben sich naturgebundene Gefahrenquellen, mit denen man im Gebirge immer rechnen muß, wie plötzliche Wetterumschläge, Schneestürme, Nebeleinbrüche, vereiste Pisten und Lawinen.

Die Lawinengefahr bzw. die Zahl der Lawinenabgänge schwankt von Jahr zu Jahr und ist weitgehend von der Schneemenge, dem Schneedeckenaufbau, der Windstärke und den Temperaturverhältnissen abhängig.

Auf die Art und Weise der Beseitigung dieser Gefahr soll im folgenden nun näher eingegangen werden. Doch zuvor sei noch eine Aufzählung der Hauptlawinenarten, von denen die Gefahr ausgehen kann, vorangestellt. Man unterscheidet zwischen:

1. Lockerschneelawinen	naß und trocken
2. Festschnee- oder Schneebrettlawinen	naß und trocken
3. Staub- und Eislawinen	trocken.

Eine Information über die Zahl der abgegangenen Lawinen während des Winters 1969/70 (Anzahl für 1968/69 in Klammern) gibt nachfolgende Übersicht:

Lockerschneelawinen	trocken	102	(47)
	naß	59	(38)
Schneebretter	trocken	94	(40)
	naß	87	(38)
Schneebrett- und Lockerschneelawinen	trocken	10	(7)
	naß	20	(5)
Staublawinen		1	(0)
		373	(175)

Die oben angegebenen Zahlen beziehen sich aber nur auf die im Bereich der Beobachtungsstationen, Bergbahnen und Skipisten niedergegangenen Lawinen.

Zum Schutze von Abfahrten, Tourengebieten und Bauwerken vor Lawinen müssen entweder Lawinenverbauungen erstellt werden, die die Lawinen ablenken bzw. auffangen oder es ist dafür Sorge zu tragen, daß Lawinenbildungen bereits in der Entwicklung verhindert werden. Dies läßt sich dadurch erreichen, daß man die Schneedecke, bevor sie sich gesetzt hat bzw. gefährlich werden kann, zum Ableiten bringt.

Hierfür wurden im Laufe der Jahre folgende Methoden entwickelt und angewandt:

1. Beschuß von Lawinenhängen mit Minenwerfern
2. Handsprengungen auf Stangen
3. Handsprengungen mit Hubschraubereinsatz
4. Schneefeldsprengungen mittels Sprengseilbahnen

In der Schweiz werden für Schneesprengungen vielfach Minenwerfer eingesetzt. Diese Methode ist nach den bisherigen Erfahrungen nur bedingt wirkungsvoll. Die Minen kommen erst in der Schneedecke zur Explosion und ihre Druckwirkung verpufft je nach Eindringtiefe bereits innerhalb der Schneedecke. Größere Schneemassen lassen sich damit nur schwer in Bewegung setzen und ablösen.

Da die Zielsicherheit nicht ausreichend gewährleistet ist, Blindgänger nicht vermieden werden können und somit in solchen Hangbereichen eine ständige latente Unfallgefahr für Skifahrer entstehen könnte, ist diese Art der Schneesprengung aus Sicherheitsgründen in Bayern nicht zugelassen.

Der Sprengsachverständige im Bayer. Staatsministerium des Innern hat nach langen Versuchen eine Sprengmethode entwickelt, die nach dem Luftminenprinzip arbeitet und die den Sicherheitsvorschriften für Sprengungen voll entspricht.

Die Arbeitsweise ist folgende:

An kritischen Hängen werden in Abständen Holzstangen in den Schnee gesteckt und hierauf in etwa ein bis zwei Meter über der Schneedecke die Sprengladung mit Zündschnur angebracht. Bei der Detonation entsteht eine Druck- und Sogwelle, die die Schneedecke zuerst etwas andrückt und dann durch die Sogwirkung zum Ableiten bringt.

Diese Art der Sprengung ist jedoch nur möglich an leicht und schnell zugänglichen Stellen. In entfernteren Gebieten oder Gipfellagen kann diese Art der Handsprengung nur mit Unterstützung von Hubschraubern durchgefürt werden.

Die Sprengmannschaft wird vom Hubschrauber abgesetzt und nach Durchführung der Sprengvorbereitungen und Zündung der Sprengschnur von diesem wieder aufgenommen. Die Sprengwirkung kann dann aus der Luft beobachtet werden.

Diese Sprengmethode hat jedoch den Nachteil, daß sie nur bei einigermaßen günstigem Wetter durchgeführt werden kann. Als weiterer Fortschritt wurde dann die Seilsprengbahn entwickelt, die bei jedem Wetter Sprengungen zuläßt.

Entlang lawinengefährdeter Hänge sind auf Stützen im Fels verankert Rollen angebracht, über die ein Seil geführt wird, das von einem sicheren Standpunkt aus mittels Handkurbel in Bewegung gesetzt werden kann. An diesem Seil wird mit einer Schnur die Sprengladung mit Zündschnur befestigt und zur Sprengstelle ausgefahren. Die Ladung ist an dem Seil so angebracht, daß sie an der Sprengstelle etwa ein bis zwei Meter oberhalb der Schneedecke explodiert. Die Sprengungen sind am erfolgreichsten, wenn der Sprengsatz im Lawinenanrißgebiet, also in der Zugzone, zur Zündung kommt.

In größeren, schwer zugänglichen Gebieten, wie z. B. im Damkar bei Mittenwald, wird entlang der Hänge eine sogenannte Ringsprengbahn errichtet, und durch eine größere Anzahl von Einzelsprengungen werden die Neuschneemengen vorzeitig zum Ableiten gebracht.

Wichtigste Voraussetzung für eine erfolgreiche Sprengung ist, daß sie regelmäßig und unmittelbar nach Neuschneefällen durchgeführt wird und somit die Schneedecke keine Zeit zur Setzung und Verfestigung hat.

Die bisherigen Erfahrungen haben gezeigt, daß es sinnvoll ist, Schneefeldsprengungen bereits ab 30 cm Neuschnee durchzuführen. Gesetzter und bereits verfestigter Altschnee kann auf diese Weise nicht mehr abgesprengt werden. Daher muß zur Beseitigung von Wächten, die besonders im Frühjahr gefährlich werden können, eine andere Art der Sprengung angewandt werden.

Am erfolgversprechendsten war es bisher, die Wächte entlang der Gratlinie im Abstand von etwa 1 bis 1,5 m anzubohren, die Ladungen in die etwa 1,50 bis 2 m tiefen Bohrlöcher einzubringen und mit sehr kurzer Zeitverzögerung zu zünden.

In den meisten bayerischen Skigebieten, die durch Bergbahnen erschlossen sind, werden zur Sicherung von Pisten und Abfahrten Schneefeldsprengungen in Form von Handsprengungen auf Stangen durchgeführt.

Sprengseilbahnen, zur Zeit 8 an der Zahl, stehen im Zugspitz-, Karwendel-, Wendelstein-, Spitzing- und Jennergebiet zur Verfügung. Die Errichtung weiterer Seilsprengbahnen ist geplant.

Im vergangenen Winter wurden insgesamt 364 Schneefeldsprengungen durchgeführt, davon allein 103 im Zugspitzgebiet. Als Sprengstoff wird Ammonit III verwendet, der in eine schlauchartige Plastikhülle gefüllt ist. Für eine Sprengung werden je nach Schneebeschaffenheit 2,5 bis 10 kg Sprengstoff benötigt.

Die reinen Sachkosten für eine Sprengung betragen rd. 20,— DM. Bei den 103 Schneefeldsprengungen im Zugspitzgebiet im vergangenen Winter wurden beispielsweise 800 kg Sprengstoff und 500 m Sprengschnur verbraucht.

Die Sprengungen werden im Rahmen des Lawinenwarndienstes durchgeführt. Nach der Lawinenkatastrophe am 15. Mai 1965 auf der Zugspitze wurde 1967 vom Bayer. Staatsministerium des Innern ein amtlicher Lawinenwarndienst eingerichtet mit einer Zentrale in München, 15 Beobachtungsstationen und 20 Lawinenkommissionen. Die Lawinenwarnzentrale hat die Aufgabe, in enger Zusammenarbeit mit den Beobachtungsstationen die Lawinenlage im bayerischen Alpenraum zu überwachen. Zu diesem Zwecke werden täglich für die Lawinenkommissionen Lageberichte ausgegeben, die außerdem auch über Rundfunk, ADAC, Presse und Fernsprechansagedienst verbreitet werden.

Im Einvernehmen mit den Lawinenkommissionen werden erforderliche Schneesprengungen oder Sperrungen von Pisten und Abfahrten von der Zentrale empfohlen bzw. angeordnet.

P. SILVESTRI

DK 551.579.3

Azione perturbatrice di un bacino idroelettrico sugli elementi naturali del comprensorio: Ghiacciaio — Temperature — Precipitazzioni

Riassunto

Alla fronte del Ghiacciaio d'Hosand merid. (alta Valle Formazza, prov. di Novara, Alpi Lepontine, Italia) nel 1954 una diga dà origine ad un bacino idroelettrico che nel 1958 raggiunge la quota di massimo invaso a m 2460. Sino al momento attuale il bacino, che è in continua fase evolutiva, aumenta di volume e di superficie in proporzione allo scioglimento del ghiacciaio che vi si immerge. L'invaso sta raggiungendo il volume di 40 milioni di metri cubi.

In questo ultimo decennio le indagini sulla situazione glaciale di questo settore delle Alpi Lepontine hanno fatto prendere in considerazione anche la situazione meteorologica. Dalla comparazione dei dati raccolti alla diga del Sabbione ed a quella del Lago d'Avino (Valle Cairasca) sono emerse delle anomalie così marcate da rendere possibile l'ipotesi che la nuova massa d'acqua, con la sua presenza, influenzi positivamente, ma saltuariamente, nella stagione rigida e negativamente nella stagione calda il clima della zona del Sabbione. Tale massa sembra, alla luce dei dati finora raccolti, stia esercitando una funzione termoregolatrice.

Viene infine proposto di dedicare qualche attenzione a questi fenomeni là dove vengono a crearsi dei bacini idroelettrici di vaste proporzioni; in particolare vien indicato il bacino idroelettrico del Gries (Svizzera), molto vicino a quello del Sabbione, e del quale è una copia.

Abstract

At the front of the glacier of South Hohsand (northern Formazza Valley, district of Novara, Lepontine Alps, Italy) in 1954 a dam gives origin to a hydroelectric basin that in 1958 reaches the level of maximum refilling at a height of 2460 m. Till now the basin, which is in a continuous stage of evolution, has increased its volume and surface in proportion to the melting of the glacier which plunges there. The refilling is reaching the volume of 40 millions of cubic metres.

In this last decennium the inquiries about the glacial situation of this part of the Lepontine Alps have got also the meteorological situation taken into consideration. From the comparison of the data collected at the Sabbione dam and at the Avino Lake one (Cairasca Valley) some so marked anomalies have emerged, that they have made possible the supposition the new body of water, with its presence, influences the climate of the Sabbione zone positively now and then in the harsh season and negatively in the warm season. It seems, on the ground of the till now collected data, this bady of water is exercising a thermoregulating function. It is at last proposed to devote some attention to these phenomena where there are some hydroelectrical basins of vast proportions; in particular the hydroelectrical basin of the Gries (Switzerland) is pointed out; it is close to the Sabbione one and it is a copy of it.

La Valle d'Ossola (provincia di Novara — Italia) a NW di Domodossola, risalendo il percorso del fiume Toce, con la Valle Formazza si interpone a cuneo tra i cantoni svizzeri del Ticino e del Vallese nell'arco delle Alpi Lepontine. La linea spartiacque, che quasi collima con il confine politico italo-svizzero, divide il bacino superiore del Toce da quello del Rodano a NE, del Ticino a N e della Maggia ad Est.

Il settore Ovest di questo cuneo ospita il ghiacciaio d'Hohsand. La configurazione geografica dell'intera Valle Formazza, la ricchezza di acque per la presenza di numerosi ghiacciai, le abbondanti precipitazioni, specie nevose, ed i numerosi laghi di alta quota sin dagli albori della produzione idroelettrica hanno favorito, durante la prima metà del XX secolo, la realizzazione di numerosi sbarramenti che hanno moltiplicato la capacità volumetrica e la superficie dei laghi preesistenti e ne hanno creati dei nuovi.

Gli otto bacini idroelettrici, dei quali sei impostati su preesistenti laghi naturali, sono distribuiti entro la fascia altimetrica compresa tra i 1500—2500 metri.

La diga del Sabbione, progettata prima e realizzata dopo il secondo conflitto mondiale (ultimata nel 1954), ha dato origine al Lago del Sabbione. Le acque del lago, sin dall'inizio, hanno violentemente aggredito la colata glaciale dell'Hohsand meridionale e, per riflesso, quella, ivi confluente, dell'Hohsand settentrionale demolendole con una veemenza e velocità impressionanti.

La diga del tipo a gravità alleggerita (1), che assicura un invaso massimo a quota m 2460 s.l.m., è stata impostata all'inizio di quella vasta conca, antistante i ghiacciai d'Hohsand merid. e sett., dominata dalla Punta d'Arbola (m 3.235).

L'alto bacino del Toce (Kmq 132) ospita attualmente 16 ghiacciai dei quali 10 sono concentrati nella Valle del Sabbione. Le ricerche sulle caratteristiche del ghiacciaio d'Hohsand merid. per la progettazione della diga sono state iniziate verso il 1940. Poichè si intendeva sfruttare a pieno il ghiacciaio non solo come fonte d'acqua, ma come parte del futuro bacino d'invaso, era necessario conoscere, per un buon tratto a monte della fronte, dove la pendenza era molto dolce e senza crepacci, il rilievo del letto glaciale. Le perforazioni (2) dislocate su un'area di circa un Kmq giunsero a dare (foro n°. 2) il valore massimo della potenza del ghiaccio: m 125 nell'estate-autunno 1942. Il foro n°. 2, allora, si apriva a quota m 2537,95 sulla sinistra idrografica, all'inizio della morena di confluenza con il ghiacciaio d'Hohsand sett.

Sia la Carta Topografica dell'Istituto Geografico Militare (3) sia la Carta Nazionale della Svizzera (4) segnano l'ampio catino, il più glacializzato dell'intera zona, che — grosso modo — dalla linea spartiacque Punta del Vallone-Punta d'Arbola-Blindenhorn (5) si svolge a N-NE, come se si trattasse di un unico ghiacciaio, senza soluzione di continuità: Ghiacciaio del Sabbione o Hohsand; effettivamente doveva presentarsi così la zona ancora in tempi a noi vicini. Le entità glaciali più rilevanti racchiuse entro il toponimo vago e la cartografazione inesatta, sono i ghiacciai d'Hohsand meridionale (356) e settentrionale (357), cui fanno corona, sulla destra idrografica: i ghiacciai dei Gemelli di Ban (354) e del Costone (355) e sulla sinistra: i ghiacciai del Siedel (361), del Blindenhorn superiore (360), inferiore (359), e del Piccolo Blindenhorn (358). (6).

Il bacino artificiale ha interessato direttamente soltanto la fronte del ghiacciaio d'Hohsand merid. (nei primi anni anche quella dell'Hohsand sett.) che era stazionaria alla quota di m 2420. Fronte che dal 1926 al 1933 (7) s'era già rispecchiata ed immersa nelle acque di un "ampio" lago, poi scomparso, come si legge nelle relazioni del tempo.

Mentre sono avviati i lavori della diga nel settembre 1952 già si procede all'invaso parziale del pianoro antistante il ghiacciaio a partire dalla quota base di m 2406 (il 20 settembre iniziano le registrazioni, a fine mese l'incremento medio giornaliero delle acque nel lago di sbarramento è di cm 18,8) che a fine mese si eleva a m 2407,78.

Nel 1954 la diga è ultimata, il livello continua a salire, ma solo alle ore 5 del 19 settembre 1956 tutta la diga è sotto carico, quando le acque raggiungono il massimo invaso a m 2460 s.l.m. Poichè l'azione del bacino idroelettrico sul ghiacciaio dell'Hohsand stava assumendo, in ordine di tempo, proporzioni impensabili si è pensato di seguirne l'evoluzione favoriti in questo dall'appoggio e dai dati della Società Edison, cui appatitenevano gli impianti. prima che passassero allo Stato sotto la gestione E.N.E.L. (8). Questo rientarava nel quadro delle osservazioni sistematiche di un gruppo di ghiacciai più significativi compresi nell'arco delle Alpi Lepontine (Monte Leone-Basodino) iniziate nel 1961.



Fig. 1
Ghiacciaio d'Hohsand merid., la fronte nel settembre 1962; sulla sinistra, nella foto, la fronte del Gh. d'Hohsand sett., al centro l'Hohsandhorn (m 3183).



Fig. 2
Ghiacciaio d'Hohsand merid., la fronte il 23 ottobre 1969.

Dal momento che le variazioni dei ghiacciai, positive o negative, sono legate strettamente alle condizioni meteorologiche ambientali con le osservazioni annuali sulle oscillazioni e sulle condizioni generali dei ghiacciai controllati si sono raccolti i dati meteorologici forniti dalla rete di stazioni meteo in funzione presso le dighe. In modo particolare si sono elaborati i dati giornalieri registrati nelle stazioni alla diga del lago d'Avino e del Sabbione, la cui distanza in linea d'aria è di Km 25 ca.

Il bacino idroelettrico del lago d'Avino (in esercizio dal 1913) è situato nell'alta Valle Cairasca, tributaria in sponda sinistra della Valle Divedro, sulla verticale della galleria des Sempione, ai piedi del massiccio del Monte Leone (m 3552). Le caratteristiche dei due bacini sono:

	quota diga s. l. m.	massimo invaso
Lago del Sabbione	m 2.246	mc 6.500.000
Lago d'Avino	m 2.460	mc 40.000.000 ca. in aumento

Da notizie raccolte nelle pubblicazioni sulla zona è dato per certo essere stata, in passato, la zona dell'alta Valle Formazza caratterizzata da temperature più rigide e da precipitazioni nevose, quasi esclusive, molto consistenti. Questo confermano anche i dati raccolti nel periodo antecedente le nostre osservazioni.

L'aver preso in considerazione i dati registrati alle due dighe è stato determinato dal fatto, in origine, che entrambe si trovano al limite inferiore della fascia altimetrica dei ghiacciai, ai vertici geografici di due valli distinte, caratterizzate da estese testate e da rilievi montuosi con cime superiori a 3.000 metri; inoltre esse sono orientate secondo il medesimo asse. Mentre, però, per il bacino del d'Avino, cubatura e superficie sono stabili per il Sabbione, a causa del dissolversi del ghiacciaio, progressivamente si sviluppano cubatura e superficie. In concomitanza con queste fasi evolutive sono insorti nelle medie delle temperature annuali delle marcate anomalie a partire dagli anni 1960—61 e 1961—62. Per inciso si fa notare che per i rapporti con i ghiacciai non viene calcolato l'anno solare secondo l'accezione del ca-

lendario in uso, ma i dodici mesi sono conteggiati da settembre ad agosto in modo che l'anno, così ottenuto, includa l'intero inverno; per questo si indicano due anni, ma sono sempre, in effetti, 12 mesi.

Le acque del Sabbione, sin dall'inizio, hanno sommerso l'unghia del Ghiacciao d'Hohsand merid.; in seguito la loro presenza con una azione combinata termica e meccanica ha proseguito a demolire la fronte annualmente attraverso un processo continuo e normale, nei mesi tra maggio ed ottobre, ed anormale, senza cadenza fissa, ogni volta che per il superamento del punto critico d'equilibrio larghe porzioni di fronte crollano, favorite



Fig. 3
Particolare della fronte, verticale e crepacciata (13 ottobre 1969).

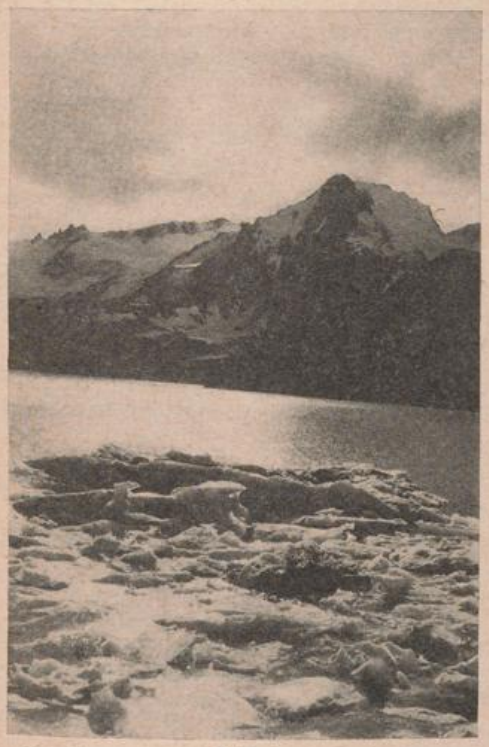


Fig. 4
Larghe porzioni di fronte, franate, come iceberg giungono alle deriva ad ammassarsi presso la diga.

da un sempre più fitto reticolo di crepacci. Danno così origine alla formazione di iceberg che vanno alla deriva sul lago sino a giungere ad ammassarsi nello specchio d'acqua antistante la diga. Nell'ottobre 1958, per esempio, sono avvenuti dei crolli di blocchi di ghiaccio di 400—500 mc e la loro caduta ha provocato in tutto il bacino dei moti ondosi tanto pronunciati che l'onda d'urto è giunta a superare la diga (9).

Di anno in anno la media di arretramento della fronte del ghiacciaio è molto varia, come si può vedere dallo specchietto seguente; i valori sono stabiliti in base a rilievi tacheometrici eseguiti sull'allineamento di 5 capisaldi in diga (m 2461,60) più una poligonale esterna sul lato sinistro idrografico lago-ghiacciaio.

Lago del Sabbione massimo invaso a quota m 2.460 s.l.m						
sezione longitudinale	arretramento in metri negli anni				totali	medie
	1961-62	1962-63	1963-64	1964-65		
B — B	-72	-16	-62	-50	-200	-50,0
C — C	-37	-10	-39	-53	-139	-34,7
D — D	-52	-21	-70	-44	-187	-46,7

Sugli stessi parametri si è potuto calcolare anche la diminuzione della potenza del ghiacciaio; in 23 anni la media annuale di abbassamento della potenza della fronte è stato di m 2,59, pari ad un totale di m 59,57. Con l'arretramento della fronte la capacità dell'invaso si è incrementata non solo durante il periodo dal 1954 al '56, quando è stata raggiunta la quota di massimo invaso (m 2460), ma prosegue come si vede dai dati riassunti.

Lago del Sabbione	Massimo invaso a quota m 2.460 s.l.m.			
anno	superficie in mq	incremento annuo in mq	volume utile in mc	incremento annuo in mc
1 marzo 1959	743.760		30.150.000	
		32.870		792.000
19 agosto 1961	776.630		30.942.000	
		22.840		1.005.000
15 settem. 1962	799.470		31.947.000	
				348.000
18 settem. 1963			32.295.000	
				1.205.000
30 settem. 1964			33.500.000	

All'ottobre 1969 l'invaso ormai stava raggiungendo i 40 milioni di mc, era, cioè, quasi prossimo a raggiungere il limite previsto nella progettazone di 42.000.000; limite che, molto probabilmente, se si potrà mantenere l'invaso alla quota odierna, sarà agevolmente superato.

Comunque la presenza di questa massa d'acqua venutasi a creare nel giro di quindici anni pare abbia favorito l'instaurarsi di un microclima vero e proprio. Infatti lo scarto di temperatura tra il lago d'Avino e del Sabbione si presenta in forma incerta negli anni 1960—61 e 1961—62, come prima è stato notato. Nel 1962—63 la

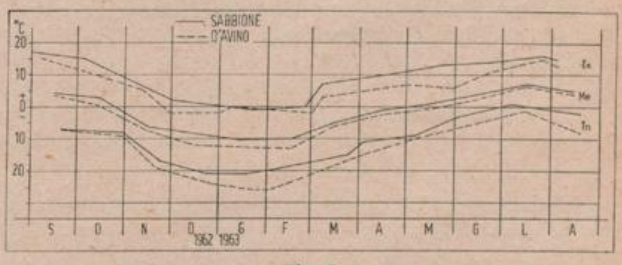


Fig. 5
Temperature massime (Tx), medie (Me) e minime (Tn) registrate ai bacini digati del Sabbione e del Lago d'Avino dal settembre 1962 al settembre 1963. (9)

situazione si evolve ulteriormente: le temperature si invertono tanto che il grafico delle medie mensili dell'anno presenta due tracciati quasi paralleli, il Sabbione ha temperature medie constantemente superiori a quelle del d'Avino. Nel 1963—64, invece, si ha una doppia in-

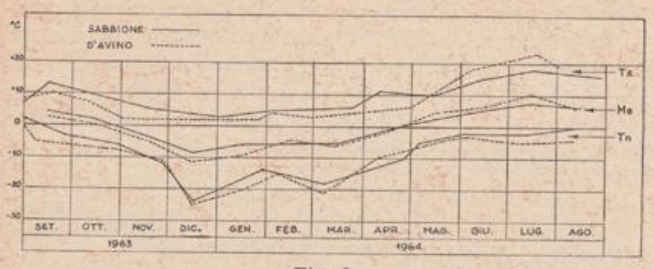


Fig. 6

Temperature massime (Tx), medie (Me) e minime (Tn) registrate ai bacini digati del Sabbione e del Lago d'Avino dal settembre 1963 al settembre 1964. (9)

versione annuale: le temperature si fanno più dolci nei rigori invernali e si mitigano nei mesi estivi. Questa altalena, salvo qualche anomalia, si mantiene tuttora stabile con leggera tendenza ad aumentare nella fase estiva; al Sabbione le temperature estive sono sempre inferiori a quelle del d'Avino.

La costanza di queste anomalie pare voglia confermare la presenza di un'azione termoregolatrice pronunciata operata dalla massa d'acqua inserita artificialmente nell'ambiente glaciale. Le osservazioni continuano; l'enunciato potrà essere maggiormente confermato in futuro, tenendo conto, anche, che a differenza di un lago naturale le oscillazioni di livello delle acque possono essere molto forti in quanto nei mesi invernali il bacino digato eroga gran quantità di acqua alla sottostante centrale e questo vale anche per il d'Avino.

Non è stato altrettanto facile valutare con precisione, almeno mediamente attendibile, l'influsso della variazione climatica sulle precipitazioni, anche se qualcosa sembra si possa intravedere.

Dai dati, pare, che nella zona del Sabbione i giorni di precipitazione nevosa si siano leggermente rarefatti a vantaggio di quelli con pioggia. Tuttavia sia per mancanza di strumentazione idonea, sia per il personale addetto ai rilievi sarebbe azzardato, sui dati posseduti, stabilire dei rapporti. Certamente la situazione climatica esercita una marcata influenza sulle due massime colate glaciali dell'Hohsand come sopra è stato dimostrato.

Saremmo lieti di conoscere se mai osservazioni del genere siano state condotte in altre località mentre auspichiamo che siano intraprese là dove sono sorti bacini idroelettrici di maggiore vastità che non quello da noi studiato.

Molto interessante, ad esempio, potrebbe essere raccogliere i dati alla diga del Gries (m 2350 ca.), distante circa 5 Km in linea d'aria da quella del Sabbione; lo sbarramento è alimentato dal ghiacciaio omonimo nella valle parallela a Nord in territorio svizzero. Anche per il Gries la fronte del ghiacciaio termina nel lago. Dalle osservazioni fatte due anni fa l'andamento morfologico generale del ghiacciaio rispecchiava perfettamente quanto si sta verificando da anni per il ghiacciaio d'Hohsand meridionale.

Bibliografia note

(1) Impresa Umberto Girola, Cinquantenario 1906–1956, ed. Girola, Milano 1968. Diga a gravità alleggerita ad elementi cavi in calcestruzzo, volume mc 135.000, massima altezza m 64, lunghezza in cresta m 279, coronamento a quota m 2461,60 s.l.m., centrale in caverna a Morasco a quota m 1820, potenza installata KW 44.700.

(2) CALCIATI M.: Le perforazioni eseguite del ghiacciaio dell'Hohsand. Boll. Com. Glac. It. 23, 1945.

(3) Carta d'Italia, F. 5, tavoletta 1/25.000, Punta d'Arbola II S.O.; Formazza II S.E.; Passo di S. Giacomo II N.E. Poichè la zona interessa un angolo di tutte, rendendo poco agevole la lettura, si veda della stessa la tav. 1/100.000, F. 5, Formazza (compilata nel 193', aggiornamenti per i ghiacciai 1949 e 1952).

(4) Servizio Topografico Federale, 1/50.000, F. 265, Nufenenpass, ed. 1961 (aggiornamenti per i ghiacciai del 1959).

(5) La carta svizzera porta "Blinnenhorn", voce dialettale; blind = cieco, dizione migliore; per questo e per l'orografia della Valle cfr: DAVERIO A.: Guida del bacino dell'Hohsand, ed. C.A.I. Busto A., 1932; KURZ M.: Guide des Alpes Vallaisannes, vol. IV, Losanna 1920; GERLA R.: Il bacino dell'Hohsand ed i monti che circondano la Frua, Boll. C.A.I., Torino 1911.

(6) I numeri in parentesi dopo ogni ghiacciaio corrispondono a quelli del catasto italiano, cfr.: Catasto dei ghiacciai italiani, Consiglio Naz. delle Ricerche-Com. Glac. It., vol. II, Ghiacciai del Piemonte, Torino 1961.

(7) RESEGOTTI G.: Relazione della campagna glaciologica 1927, Boll. Com. Glac. It., 8, Torino 1928, p. 192.

RESEGOTTI G.: Relazione della Campagna glaciologica 1928. Boll. Com. Glac. It., 9, Torino 1929, p. 270.

PRACCHI R.: Il glacialismo attuale nella Valle Formazza, Boll. Com. Glac. It., 21, Torino 1941, p. 103.

(8) E.N.E.L.: Ente Nazionale Energia Elettrica.

(9) SILVESTRI P.: Valli dell'Ossola, relazione campagna glaciologica 1964. Boll. Com. Glac. It., 14, Torino 1964.

SILVESTRI P.: I ghiacciai del bacino del Toce, campagna glaciologica 1961. Boll. Com. Glac. It., 11, 1962.

SILVESTRI P.: Relazione della campagna glaciologica dell'anno 1962, nell'alta Valle d'Ossola. Boll. Com. Glac. It., 12, 1962.

SILVESTRI P.: Relazione della campagna glaciologica 1963 nelle Alpi Lepontine, Boll. Com. Glac. It., 13, 1963.

H. M. KELLER*) und J. R. MEIMAN

DK 551.579.2

Der Einfluß der Topographie auf die Schneeverteilung in zwei kleinen voralpinen Einzugsgebieten

Zusammenfassung

Während 4 Jahren, 1967 bis 1970, wurde in den beiden Einzugsgebieten Rothenbach (166 ha) und Schwändlibach (138 ha) an 17 Meßstrecken der Schneewasserwert periodisch gemessen. Der Bestimmung des Schneewasservorrates im Zeitpunkt des maximalen Schneevorrates (meist Mitte März) kam besondere Bedeutung zu. Zur Charakterisierung der Topographie wird die potentielle direkte Sonneneinstrahlung benützt. Es besteht eine deutliche Beziehung zwischen der potentiellen Einstrahlung (Mitte Dezember bis Mitte März) und dem Mitte März beobachteten Schneewasserwert. 63% der Streuung des Schneewasserwertes Mitte März kann der unterschiedlichen potentiellen Einstrahlung an den Meßstrecken zugeschrieben werden. Wird bei der potentiellen Einstrahlung noch die Horizontbeschattung berücksichtigt, kann die Beziehung weiter verbessert werden (71%). Für die beiden Einzugsgebiete Rothenbach und Schwändlibach werden Schneevorratsschätzungen für den Zeitpunkt des maximalen Schneevorrates unter Berücksichtigung der Strahlungsbedingungen gemacht.

Abstract

During 4 winters seasons, 1967 to 1970, snow water equivalent was periodically measured along 17 snowcourses in the two catchments Rothenbach (166 ha) and Schwändlibach (138 ha). The snow water equivalent near time of maximum snow accumulation (approx. mid March) was of particular importance. Topographic features were characterized using potential direct solar beam irradiation. A significant relationship was found between the potential irradiation (mid December through mid March) and the observed mid March snow water equivalent. 63% of the variation of the maximum snow water equivalent was accounted for by potential direct solar beam irradiation. Adjusting potential irradiation for topographic shading improved the relationship to 71%. Estimates of mid March snow water equivalents in the two catchments Rothenbach and Schwändlibach are made using potential solar beam irradiation parameters.

Résumé

Dans les deux bassins-versants des torrents Rothenbach (166 ha) et Schwändlibach (138 ha), l'équivalent en eau de la neige a été mesuré périodiquement pendant 4 ans (1967–70), sur 17 profiles fixes. On a accordé une importance particulière à la détermination des réserves d'équivalents en eau de la neige à mi-mars, avant le démarrage de la fonte. La topographie est caractérisée par le rayonnement solaire potentiel direct. Il existe un rapport bien marqué entre le rayonnement potentiel (de mi-décembre à mi-mars) et l'équivalent en eau de la neige observé à mi-mars. 63% de la variation de l'équivalent en eau de la neige à mi-mars sont dûs au rayonnement potentiel direct sur les profiles de mesure. La corrélation est encore meilleure (71%) si le rayonnement potentiel est calculé en tenant compte de l'effet d'ombre causé par l'horizont. Dans les deux bassins-versants de Rothenbach et de Schwändlibach, des estimations des réserves équivalents en eau de la neige à mi-mars sont effectuées, les conditions de rayonnement solaire potentiel direct étant prises en considération.

1. Einleitung und Problemstellung

Hydrologische Untersuchungen in den Alpen und Voralpen, die sich mit der Wasserbilanz und damit zusammenhängenden Problemen in kleinen Einzugsgebieten befassen, benötigen eine möglichst gute Schätzung der Winterniederschläge. Dem Schneevorrat vor Beginn der Schneeschmelze im Frühjahr kommt besondere Bedeutung zu. Die Schneemessung durch übliche Regenmesser oder ähnliche Geräte ist problematisch. Die Bestimmung des Gebietswinterniederschlages ist meist sehr ungenau. Am besten ist es deshalb, die Schneeniederschläge am Boden, nachdem sie gefallen sind, zu messen.

Für ganze Einzugsgebiete wird die regelmäßige intensive Schneewasserwertmessung im Felde sehr aufwendig. Es muß deshalb versucht werden, einen mittleren Gebietswinterniederschlag zu ermitteln unter Verwendung einer beschränkten Zahl von Meßstandorten. Wo soll man messen, auf Grund welcher Kriterien sollen ein paar Einzelwerte auf ein Gebiet extrapoliert werden? Da heute Methoden bereits in Entwicklung begrif-

*) Vortragender

fen sind, Schneehöhe und Schneedichte an einzelnen Punkten automatisch zu messen, kommt der Wahl des Standortes dieser Messung sehr große Bedeutung zu.

Es wurde deshalb versucht, den Einfluß der Topographie auf die Schneeverteilung in zwei kleinen voralpinen Einzugsgebieten festzustellen, um an Hand eines Topographieparameters den mittleren Schneevorrat eines Gebietes vor Beginn der Schneeschmelze schätzen zu können.

2. Untersuchungsgebiete und Methoden

Die Untersuchungen wurden in den beiden kleinen voralpinen Einzugsgebieten Rothenbach und Schwändlibach (s. Abb. 1) im Kanton Freiburg (Schweiz) durchgeführt. Die Gebiete sind 138 und 166 ha groß, relativ wenig bewaldet, E bis SE exponiert, durchschnittlich etwa 30% geneigt und weisen etwa 1800 bis 2000 mm Jahresniederschlag auf (2,4).

Während der vergangenen 4 Winterhalbjahre wurde an 17 Meßstrecken von je 60 m Länge periodisch Schneehöhe und Schneedichte gemessen. Auf der Gesamtfläche beider Einzugsgebiete war somit an 17 Stellen der in Form von Schnee am Boden liegende Niederschlagsvorrat (mm H_2O) bekannt (Tab. 1). Entlang jeder Meßstrecke wurde die Schneehöhe in Intervallen von 2 m mit einer Lawinensonde abgestochen. Mit Fiberglasrohr und Federwaage wurde an 6 ungefähr der mittleren Schneemächtigkeit entsprechenden Standorten die Schneedichte bestimmt. Zudem war jede Meßstrecke mit einem Windwegmesser ausgerüstet.

Es zeigte sich bald, daß je nach Neigung und Orientierung der Meßstrecke der Schneewasserwert gegen Ende des Winters zunehmend streute. Die Schneedecke im Verlauf des Winters 1968/69 ist in Abbildung 2 gegeben. Zu Beginn lagen an fast allen Meßstandorten etwa gleich große Schneewassermengen; im März und April aber zeigten sich bereits erhebliche Unterschiede.

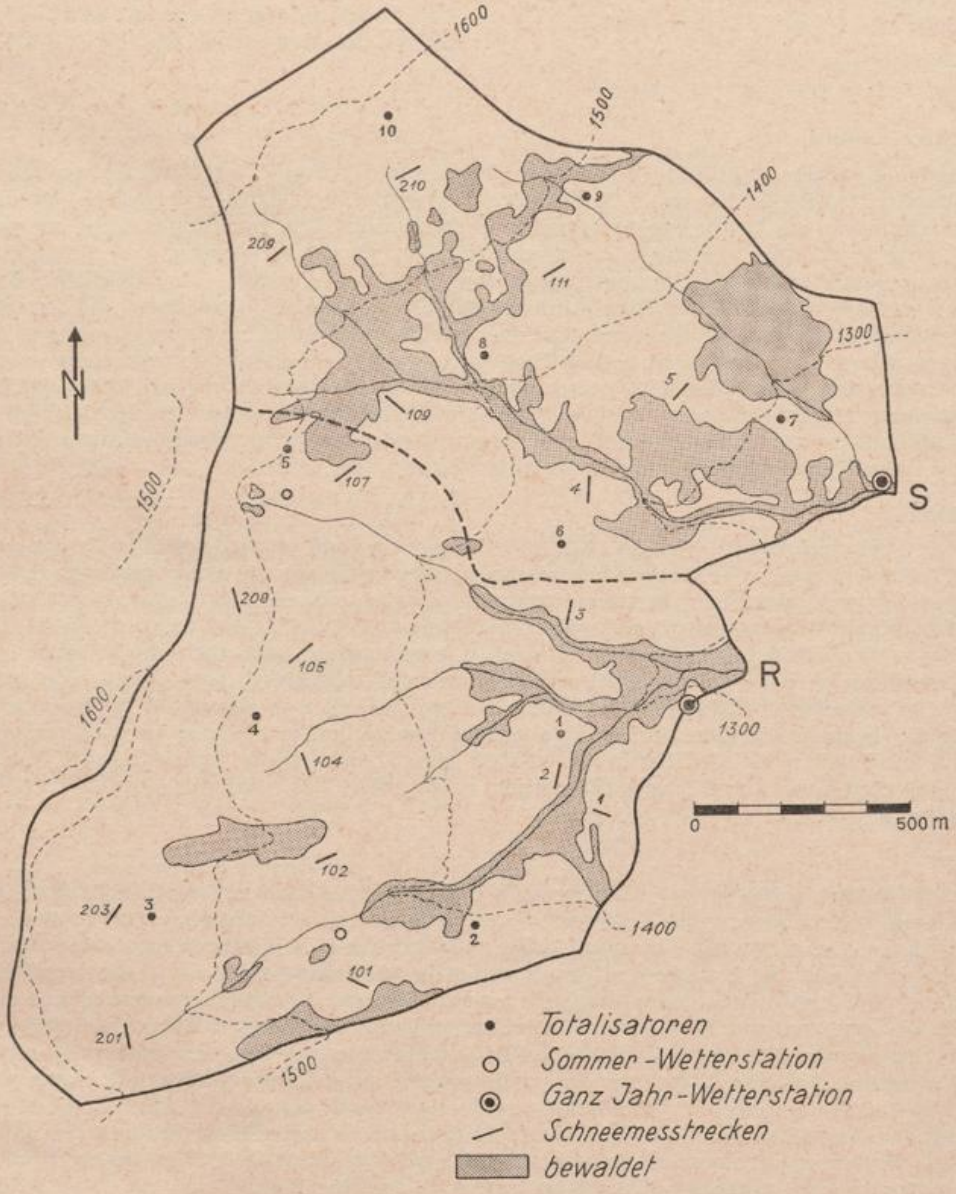


Abb. 1
Plan der Einzugsgebiete Rothenbach (R) und Schwändlibach (S) mit eingezeichneten Schneemeßstrecken.

Faktoren, die für die Streuung der Schneewasserwertsmengen im Zeitpunkt des maximalen Schneevorrates (ca. Mitte März), also meist vor Beginn der Schmelze, verantwortlich gemacht werden können, sind im folgenden untersucht worden. Die Unterschiede zwischen den Meßstrecken sind vor allem den verschiedenen Expositionen und Neigungen sowie den wechselnden Windverhältnissen an den Meßstrecken zuzuschreiben. Vorerst wurde versucht, den Einfluß der To-

Tab. 1
Die Schneemeßstrecken im Rothenbach und im Schwändlibach:
Schneewasserwerte Mitte März 1967–1970

Nr.	Meereshöhe m ü. M.	Exposition	Neigung %	Schneemeßwert Mitte März 1967 mm	1968 mm	1969 mm	1970 mm
1	1350	NNE	18	327	481	334	755
2		ESE	31	239	480	290	797
3		E	19	267	507	291	766
4		E	27	291	463	308	776
5		SE	33	81	403	146	646
101	1450	NNE	22	602	693	447	1026
102		SSE	33	167	359	189	645
104		ENE	7	(183)	(374)	(221)	(496)
105		SE	26	179	379	223	626
107		SSE	15	320	510	314	765
109		NE	27	503	572	351	843
111		SE	35	61	420	158	670
201	1550	ENE	32	(820)	(719)	(470)	(ca 1300)
203		ESE	17	220	404	262	580
208		ENE	40	ca. 480	516	371	737
209		SE	26	197	365	214	600
210		SSE	0	319	448	295	623

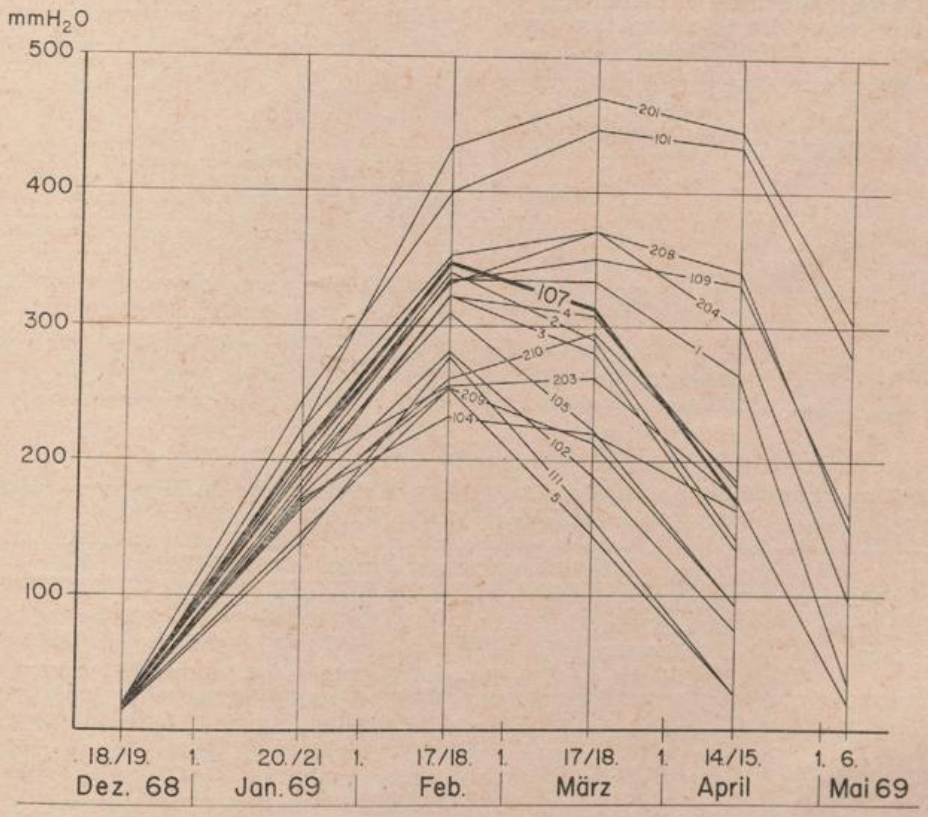


Abb. 2
Die Schneedecke im Winter 1968/69 an den Schneemeßstrecken im Rothenbach und Schwändlibach.

pographie ohne Windparameter darzustellen. Deshalb mußten die Meßstrecken Nr. 104 und 201, die in nächster Nähe von Kreten gelegen und damit dem Wind besonders stark ausgesetzt sind, von dieser Untersuchung ausgeschlossen werden.

Die Beziehung zwischen Topographie und Strahlung, z. B. LEE (3), wurde dazu benützt, den Einfluß der Topographie auf die Schneewasserwertunterschiede an den Meßstrecken mit Hilfe von Strahlungsparametern festzustellen. Als solcher Parameter wurde für jede Meßstrecke die potentielle direkte Sonneneinstrahlung für die Periode 15. Dezember bis Mitte März berechnet. Dazu wurden die Arbeiten von LEE (3), FRANK and LEE (1) und SCHÜEPP (5) benützt. Um die Hypothese zu testen, daß die direkte Sonnenstrahlung einen Einfluß auf die Verteilung des Schnees Mitte März hat, mußten folgende 3 Einschränkungen gemacht werden:

1. Der Schnee-„Input" ist im ganzen Gebiet vergleichbar groß; die Windzonen mit Gwächtenbildung entlang der Kreten können also nicht mit einbezogen werden.

2. Der fühlbare Wärmestrom sowie die latente Wärme sind bis zum Zeitpunkt der beginnenden Schnee-

schmelze (meist Mitte März) an den Meßstrecken unwesentlich verschieden.

3. Es liegt eine Basismeßstrecke vor, an welcher die jährlichen Schwankungen im Schnee-„Input" repräsentativ für das ganze Gebiet gemessen werden können.

Da sich die Untersuchungsgebiete nicht im Hochgebirge, sondern noch unterhalb der Waldgrenze in den Voralpen befinden, sind nennenswerte Windverfrachtungen meist auf die Kammlagen und deren Luv- und Lee-Seiten beschränkt. Eine Extrapolation dieser Untersuchungsergebnisse auf windexponierten Lagen des Hochgebirges darf sicherlich nicht vorgenommen werden.

3. Resultate

In den 4 beobachteten Wintern war die Schneedecke, wie sie im Zeitpunkt des maximalen Schneevorrates (meist Mitte März) in den beiden Einzugsgebieten gemessen wurde, bedeutenden Schwankungen sowohl zwischen den Meßstrecken wie auch zwischen den Jahren unterworfen. Tabelle 2 enthält die Mittelwerte und

Tab. 2

Die Schneedecke Mitte März im Rothenbach und im Schwändlibach, gemessen an den Schneemeßstrecken in den Jahren 1967 bis 1970

	Datum			
	22.3.67	13.3.68	18.3.69	19.3.70
Anzahl Meßstrecken	14	14	14	14
Mittlerer Schneewasserwert mm H_2O	283	467	280	724
Standard Abweichung (s_x) mm H_2O	130	94	83	116

Streuungen für die März-Erhebungen von 1967 bis 1970, Tabelle 3 die Abweichungen von der Basisstrecke 107. Die Standardabweichungen von fast 100 mm und mehr (Tab. 2) zeigen, daß bei Messungen an nur einer Meßstrecke die Schätzung des Gebietsschneewasserwertes Mitte März mit einem großen Fehler behaftet ist.

Bringen wir nun die Schneewasserwertsunterschiede zwischen den Meßstrecken in Beziehung zu den entsprechenden Unterschieden der potentiellen Einstrahlung (Tabelle 3), so finden wir einen deutlichen Trend. In Abbildung 3 sind die Unterschiede zur Basisstrecke 107 dargestellt. Die entsprechende Regression zeigt (Tab. 4), daß im Durchschnitt der 4 Jahre 1967/70 der Schneewasserwertsunterschied bei einer Zunahme der

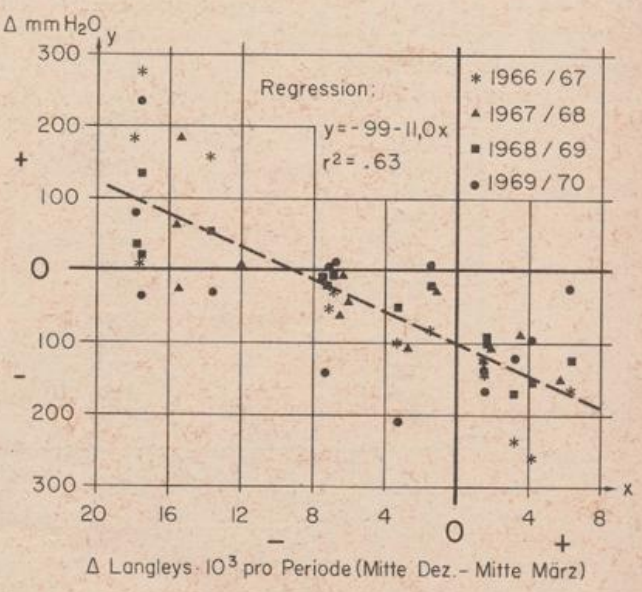


Abb. 3

Der Schneewasserwertsunterschied (Δ mm H_2O) zur Basisstrecke 107 in Abhängigkeit vom Unterschied in der potentiellen direkten Sonnenstrahlung (Δ 1000 Langley/Periode) zur Strecke 107, beobachtet Mitte März der Jahre 1967 bis 1970 im Rothenbach und im Schwändlibach.

Tab 3.

Die Abweichungen der potentiellen Einstrahlung und des Schneewasserwertes von der Basisstrecke 107, Mitte März der Jahre 1967 bis 1970

Meß-strecke Nr.	Abweichung[2]) von Strecke 107 Mitte März				
	potentielle[1]) Einstrahlung 1000 Langley/ Periode	Schneewasserwert			
		1967 mm	1968 mm	1969 mm	1970 mm
1	−17.5	+7	−29	+20	−35
2	−1.4	−81	−30	−24	+7
3	−7.1	−53	−3	−23	+1
4	−6.9	−29	−47	−6	+11
5	+3.2	−238	−107	−168	−119
101	−17.5	−282	+183	+133	+237
102	+6.5	−163	−151	−125	−20
105	+1.6	−141	−131	−91	−139
109	−17.9	+183	+62	+37	+78
111	+4.1	−259	−90	−156	−95
203	−3.2	−100	−106	−52	−206
208	−13.8	+160	+6	+57	−28
209	+1.6	−123	−145	−100	−165
210	−7.4	−1	−62	−19	−142

[1]) nach LEE (3)

[2]) positive Abweichung:
betreffende Strecke weist mehr Strahlung resp. mm H_2O auf als 107

negative Abweichung:
betreffende Strecke weist weniger Strahlung resp. mm H_2O auf als 107

potentiellen Einstrahlung von 1000 Langley um 11.0 mm abnimmt. Bei einem Bestimmtheitsmaß (r^2) von 0.63 ist anzunehmen, daß der potentiellen direkten Sonneneinstrahlung 63% der Streuung zwischen den Meßorten zugeschrieben werden kann. Durch Einführung dieses Faktors reduziert sich die Standardabweichung der

Tab. 4

Die Beziehung zwischen der Abweichung der potentiellen Einstrahlung und der Abweichung des Schneewasserwertes Mitte März von der Basisstrecke 107 im Rothenbach und Schwändlibach für die Jahre 1967–1970.

($y = \triangle$ mm H_2O, $x = \triangle$ 1000 Langleys/Periode, Regression: $y = a + bx$, r^2 = Bestimmtheitsmaß)

Jahr	Regression		
	a	b	r^2
1967	−129	−16.6	0.82
1968	−93	−10.0	0.68
1969	−86	−9.1	0.84
1970	−87	−8.0	0.36
1967/70	−99	−11.0	0.63

Messungen Mitte März wie folgt: 1967 auf 70, 1968 auf 53, 1969 auf 35 und 1970 auf 95 mm H_2O (vergleiche Tabelle 2). Unter den 4 Jahresregressionen fällt auf, daß 1967 sowohl Regressionskonstante (a) wie Koeffizient (b) deutlich größer sind als in den übrigen Jahren. Dies ist vermutlich auf die relativ früh eingetretene Schmelze jenes Jahres zurückzuführen. Die erste typische Schmelzwasserganglinie wurde bereits am 4. März beobachtet. Das Jahr 1970 brachte ungewöhnlich große Schneemassen mit deutlichen Schneeverfrachtungen durch Wind, die in den früheren Jahren nicht beobachtet wurden. Das niedrige Bestimmtheitsmaß ($r^2 = 0.36$) scheint dafür ein Maß zu sein. Die Jahre 1968 und 1969 entsprechen etwa einem Mittel.

Für die beiden Gebiete Rothenbach und Schwändlibach ergibt sich folgendes: Zur Schätzung des Gebietsschneewasserwertes können die durchschnittliche Gebietstopographie und deren potentielle Einstrahlungswerte herangezogen werden. Der Rothenbach ist 29% geneigt und E-exponiert, seine potentielle Sonneneinstrahlung Mitte Dezember bis Mitte März ist um $6 \cdot 10^3$ Langleys kleiner als die der Basismeßstelle 107. Unter Benützung der Regression 1967/70 (siehe Abbildung 3, Tabelle 4) würde dies einem 33 mm kleineren Schneewasserwert entsprechen. Das Schwändlibachgebiet dagegen ist im Mittel 28% geneigt und SE-exponiert, die potentielle Sonneneinstrahlung während der gleichen Periode ist um $6 \cdot 10^3$ Langleys größer als die der Meßstrecke 107. Der Schneewasserwert dieses Gebietes müßte 165 mm kleiner als der der Strecke 107 eingeschätzt werden. In Tabelle 5 sind die Gebietsschneeschätzungen Mitte März für die Jahre 1967 bis 1970 angegeben. Vor Beginn der Schmelze ergibt sich ein Unterschied des Schneewasservorrates zwischen Rothenbach und Schwändlibach von 132 mm H_2O. Diese Art der Berechnung des Schneewasservorrates in den Gebieten darf aber nur als grobe Schätzung betrachtet werden. Erst die Einteilung der Gebiete in topographische Einheiten und Teilberechnungen der Schneewasservorräte wird es erlauben, einen zuverlässigen mittleren Gebietswert zu erhalten.

Tab. 5

Die Schätzung der mittleren Schneemengen (mm H_2O) im Rothenbach und Schwändlibach Mitte März der Jahre 1967 bis 1970

	Datum			
	22. 3. 67	13. 3. 68	18. 3. 69	19. 3. 70
Strecke 107	320	510	314	765
Rothenbach	287	477	281	732
Schwändlibach	155	345	149	600

Mit der bis anhin verwendeten potentiellen direkten Sonneneinstrahlung wird die Beschattung durch benachbarte topographische Begebenheiten nicht berücksichtigt. Da dies aber im Gebirge von großer Bedeutung ist, wurde nach SCHÜEPP (5) die direkte Sonneneinstrahlung für topographische Beschattung korrigiert und neu in die Rechnung eingeführt. Mit diesem verbesserten, aber bereits bedeutend komplizierter zu berechnenden Parameter konnte die Regression mit den Abweichungen der Schneewasserwerte von der Basisstrecke 107 verbessert werden. Das Bestimmtheitsmaß r^2 der Gesamtregression 1967/70 beträgt jetzt 0.71.

Da auch dieser verbesserte Parameter die jährlichen Unterschiede nicht berücksichtigt, also für jedes Jahr immer wieder gleich ist, wird in einem nächsten Schritt versucht werden, die gesamte Globalstrahlung an den Meßstrecken einschließlich der diffusen und reflektierten Strahlung unter Verwendung aktueller Bewölkungsbeobachtungen zu berechnen. Dazu ist ebenfalls die Berechnungsart von SCHÜEPP (5) vorgesehen. Über diesen weiteren Schritt kann hier noch nicht abschließend berichtet werden.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung zeigen, daß der Topographie bei der Auswahl der Meßstandorte für Schneemessungen große Bedeutung zukommt.

Literatur

(1) FRANK, E. C.; R. LEE: Potential solar beam irradiation on slopes: Tables for 30° to 50° latitude. US Forest Service Research Paper, Fort Collins, RM – 18 (1966), 116 p.

(2) KELLER, H.: Hydrologische Beobachtungen im Flyschgebiet beim Schwarzsee (Kanton Freiburg). Mitt. Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen 41 (1965) S. 23–60.

(3) LEE, R.: Potential Insolation as a Topoclimatic Characteristic of Drainage Basins. Bulletin of the Intern. Assoc. of Scientific Hydrology 9 (1964) pp. 27–41.

(4) NAEGELI, W.: Die Wassermeßstationen im Flyschgebiet beim Schwarzsee (Kanton Freiburg). Mitt. Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen 35 (1959) S. 225–241.

(5) SCHÜEPP, W.: Direct and scattered radiation reaching the Earth, as influenced by atmospheric, geographical, and astronomical factors. Chapter 4 (pp. 111–160) in: N. ROBINSON (ed.): Solar Radiation. Amsterdam/London/New York 1966.

Diskussionsbemerkungen

F. LAUSCHER: Es ist erstaunlich, daß die Strahlung bis zum 15. März bereits einen so großen Einfluß auf die Schneedecke haben soll.

H. KELLER: Bis Mitte März ist in den beiden Einzugsgebieten die Lufttemperatur meist unter dem Gefrierpunkt, der fühlbare Wärmestrom kann sich also nur gering auf den Abbau der Schneedecke auswirken. Es bleiben somit die Bodenwärme und die Strahlungsenergie, die, abgesehen vom Wind auf die Schneedecke, einen Einfluß ausüben können. Aber auch die Bodenwärme ist letztlich von den Strahlungsverhältnissen abhängig. Es bleibt also noch der Wind. Auf Grund unserer Windmessungen wurden 2 Meßstellen wegen extremer Windexposition in der Untersuchung nicht berücksichtigt, um die Analyse für einigermaßen vergleichbare Windverhältnisse durchzuführen. Mit Ausnahme windexponierter Stellen entlang Kuppen und Kreten dürfte der Wind keinen stark differenzierenden Einfluß haben.

H. HOINKES

DK 551.583 : 551.324.6

Über Beziehungen zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners (Ötztaler Alpen, Tirol) und Beobachtungen der Klimastation Vent

Zusammenfassung

Beobachtungsergebnisse der Klimastation Vent für verschiedene Zeitabschnitte der hydrologischen Jahre 1952/53 bis 1968/69 werden der Massenbilanz des Hintereisferners gegenübergestellt. Der Zusammenhang ist am besten, wenn die Ablationsperiode Mai bis September dem Vergleich zugrunde gelegt wird. Es wird ein Verfahren beschrieben, um ausgehend von den täglichen Beobachtungen der Klimastation Vent (1893 m) die Massenbilanz des Hintereisferners abzuschätzen. Dazu werden die auf die Höhe der Gletscherzunge bezogenen positiven Temperatursummen um Beträge reduziert, die der Energie äquivalent sind, die zur Schmelzung des während der Ablationsperiode gefallenen Neuschnees erforderlich ist. Die so gewonnenen TS-Werte stehen in linearer Beziehung zur mittleren spezifischen Massenbilanz.

Abstract

Results of observations carried out at the climatological station Vent during different periods of the hydrological years 1952/53—1968/69 are compared with mass-balance data of Hintereisferner. The best relations were found for the ablation period May to September. A method is described by which the mass balance of Hintereisferner can be estimated by using daily observations of the climatological station at Vent (1893 m). Cumulative positive temperatures for the elevation of the glacier terminus are reduced in order to allow for the energy necessary to melt the snow which fell during the ablation period. These so called TS-values reveal a linear relationship to the mean specific mass balance.

Das glazial-meteorologische Forschungsprogramm in den Ötztaler Alpen, über dessen Stand und Zielsetzung bei der 5. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie in Garmisch-Partenkirchen vor 12 Jahren berichtet werden konnte (7), ist seither von den Mitarbeitern des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck ohne Unterbrechung weitergeführt worden, in den letzten 6 Jahren in erweitertem Umfang als einer der Beiträge Österreichs zur Internationalen Hydrologischen Dekade. Beginnend mit dem hydrologischen Jahr 1952/53 liegt eine nunmehr 17 Jahre umfassende geschlossene Reihe von direkten Beobachtungen der Massenbilanz für den Hintereisferner vor (vgl. Abb. 1), die trotz ihrer relativen Kürze dennoch eine der längsten überhaupt existierenden ist. Da die Massenbilanz eines Gletschers, definiert als algebraische Summe von positiver Akkumulation und negativer Ablation, in direkter Beziehung zur klimatischen Umwelt steht, d. h. zur Menge des festen Niederschlages, der im Laufe eines hydrologischen Jahres auf der Gletscheroberfläche abgelagert wird, und zum Wärmehaushalt dieser Oberfläche im gleichen Zeitraum, wird hier ein Beobachtungsmaterial gesammelt, aus dem mit langsam zunehmender Sicherheit neue Beiträge zur Beantwortung der alten Frage nach dem Zusammenhang von Schwankungen der Gletscher und des Klimas erwartet werden können. Die auch für Fragen der Eiszeitforschung wichtige Antwort kann auf verschiedenen Wegen erarbeitet werden.

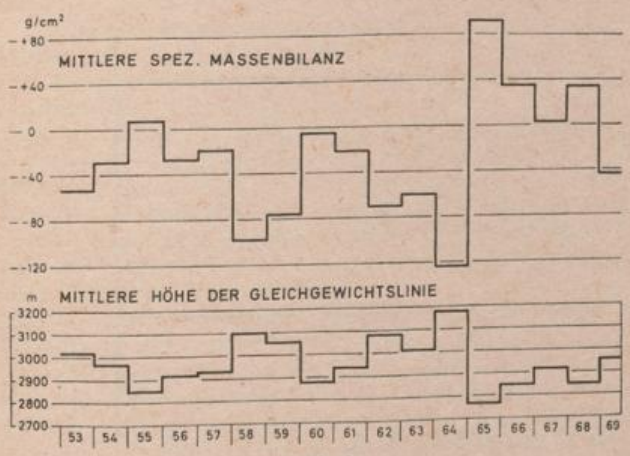


Abb. 1

Mittlere spezifische Massenbilanz (g/cm²) und mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie (m) am Hintereisferner, hydrologische Jahre 1952/53 bis 1968/69. Zwischen den extremen Werten 3180 m und 2770 m liegt mit 5.1 km² etwas mehr als die Hälfte der Fläche des Hintereisferners von dzt. 9 km².

Die relative Bedeutung der an der Ablation beteiligten Wärmeströme wurde quantitativ durch mikrometeorologische Messungen des Wärmehaushaltes untersucht. Diese Studien waren zumeist auf kürzere Meßreihen an einzelnen Punkten der Gletscher beschränkt (5) (6); nur einmal konnte bisher in diesem Forschungsprogramm unter erheblichem Arbeitsaufwand der Strahlungshaus-

Klimadaten 1952/53–1968/69 von Vent (46°52'N, 10°55'E, 1893 m) und Massenbilanz des Hintereisferners

$\bar{b}$ = mittlere spezifische Massenbilanz, g cm^{-2}. H = mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie, Meter. T = Lufttemperatur, ° C. N = Niederschlagsmenge, mm. S = Sonnenscheindauer, Stunden. W = Anzahl der warmen Tage (Tagesmittel der Temperatur $\geqslant 10°$ C). K = Anzahl der kalten Tage (Tagesmittel der Temperatur $< 5°$ C).

Hydrol. Jahr	$\bar{b}$	H	Hydrologisches Jahr 1. Okt. – 30. Sept.		Akkumulationsperiode 1. Okt. – 30. Apr.		Ablationsperiode 1. Mai – 30. Sept.					Sommer 1. Juni – 31. August					Hochsommer 1. Juli – 31. August				
			T	N	T	N	T	N	S	W	K	T	N	S	W	K	T	N	S	W	K
1952/53	−54.0	3020	1.1	675	−4.0	308	8.4	367	779	64	24	9.2	282	440	42	7	10.0	197	344	35	2
1953/54	−28.6	2970	1.4	759	−2.7	251	7.0	508	658	48	40	8.1	357	408	36	15	8.0	255	279	23	12
1954/55	+7.6	2850	1.3	667	−3.0	334	7.3	333	731	41	32	8.7	198	403	35	9	8.8	134	265	24	4
1955/56	−27.5	2920	0.8	667	−4.2	181	7.7	486	822	58	29	8.2	293	460	39	15	9.5	199	355	33	3
1956/57	−18,9	2930	1.2	746	−2.9	244	7.0	502	718	42	47	8.8	401	479	38	15	8.8	264	326	24	11
1957/58	−98.1	3100	1.8	583	−3.2	234	8.7	349	888	62	21	9.2	263	512	42	9	10.1	169	344	35	2
1958/59	−76.3	3060	2.1	593	−2.0	314	8.0	279	756	55	28	9.3	210	423	52	12	10.0	115	320	38	5
1959/60	−6.2	2880	1.4	751	−2.9	259	7.5	492	801	43	43	8.9	273	489	38	7	8.8	205	313	21	4
1960/61	−20.5	2940	2.2	573	−2.0	309	8.1	264	920	59	31	9.3	186	597	41	9	9.1	127	407	26	5
1961/62	−69.6	3080	1.0	527	−3.3	254	7.0	273	932	53	48	8.5	149	605	44	17	9.6	112	410	32	4
1962/63	−60.3	3010	0.5	600	−4.9	254	8.0	346	757	49	29	9.4	246	487	44	9	10.0	178	351	35	5
1963/64	−124.4	3180	1.9	485	−2.7	190	8.3	295	913	60	22	9.5	236	551	49	5	9.2	164	378	29	5
1964/65	+92.5	2770	0.5	836	−4.0	274	6.7	562	742	37	44	8.4	311	490	37	13	8.5	231	335	24	6
1965/66	+34.4	2850	1.7	726	−2.4	214	7.4	512	841	42	26	8.3	410	479	31	10	8.2	327	300	18	7
1966/67	+2.0	2920	1.4	721	−3.0	349	7.5	372	847	49	36	8.9	222	553	43	10	10.0	168	375	36	0
1967/68	+33.8	2850	1.5	605	−2.4	197	7.0	408	812	33	41	8.1	302	482	29	16	8.4	210	316	23	9
1968/69	−43.1	2960	1.2	554	−3.4	216	7.7	338	844	52	30	8.1	255	486	42	22	9.0	170	343	35	12
Mittel																					
1953–69	−26.6	2960	1.4	651	−3.1	258	7.6	393	809	50	34	8.8	270	491	40	12	9.2	190	340	29	6
1901–50	–	–	1.4	710	−3.1	313	7.7	397	–	–	–	9.0	266	–	–	–	9.5	185	–	–	–
1901–25	–	–	1.2	707	−3.2	326	7.4	381	–	–	–	8.6	254	–	–	–	9.2	180	–	–	–
1926–50	–	–	1.6	713	−3.0	300	8.0	413	–	–	–	9.3	277	–	–	–	9.8	191	–	–	–

halt der gesamten Gletscherfläche während der vollen Ablationsperiode 1958 berechnet werden (12). Durch diese Arbeiten ist die große Bedeutung der Absorption von Sonnenstrahlung als Energiequelle für die Ablation auf Alpengletschern vielfach nachgewiesen worden. Langfristige Tendenzen im Verhalten einer größeren Anzahl von Gletschern konnten durch witterungsklimatologische Untersuchungen mit der Häufigkeit bestimmter Großwetterlagen während der Ablationsperiode, wie Monsunlagen und zyklonale Lagen (9), oder mit bestimmten Witterungsereignissen, wie sommerlichen Neuschneefällen (3), (6), (20), in Beziehung gesetzt werden. Dadurch werden die Gletscherschwankungen mit Änderungen der atmosphärischen Zirkulation in Zusammenhang gebracht (8) und eigentlich erst verständlich. Schließlich muß das Verhalten der Gletscher auch mit den Beobachtungsergebnissen benachbarter Klimastationen im wesentlichen verstanden werden können. Dazu eignen sich am besten Höhenstationen aus dem Gletscherbereich (18); für den Hintereisferner liefert die mit gewissen Unterbrechungen seit 1848 bestehende Station Vent (17) brauchbare Vergleichswerte. Diese werden seit einigen Jahren durch meteorologische Beobachtungen an der neu errichteten Station Hintereis (3026 m) ergänzt, sowie durch systematische Studien der Schneedecke und durch Niederschlagsbeobachtungen mit Totalisatoren (10) im gesamten Einzugsgebiet der Venter Ache und durch Registrierungen des Abflusses in Vent.

Der Einwand ist natürlich berechtigt, daß konventionelle Klimastationen nicht unmittelbar die zur Berechnung der im Wärmehaushalt wirksamen Wärmeströme benötigten Daten liefern. Ebenso berechtigt ist jedoch der Versuch, das viele Jahrzehnte umfassende und daher für das Verständnis der Gletscherschwankungen überaus wertvolle Beobachtungsmaterial anders als bisher zusammenzustellen, wobei die Ergebnisse der Untersuchungen des Wärmehaushaltes als Richtlinien dienen sollten. Das glaziologische Vergleichsmaterial war bisher ebenfalls wenig geeignet, da die zumeist einzig verfügbaren Messungen der Längenänderungen der Gletscherzungen erst mit individuell verschiedener Verzögerung einer Veränderung im Massenhaushalt der Gletscher qualitativ entsprechen. Quantitative Aussagen waren mit diesem Material prinzipiell nicht zu erhalten; sie blieben bisher auf genaue Kartenvergleiche einzelner ausgewählter Gletscher beschränkt, für die Veränderungen des Gletschervolumens für Zeiträume von mehreren Jahren oder Jahrzehnten bestimmt werden konnten (2). Zur Herstellung von Beziehungen zwischen den Schwankungen der Gletscher und der Witterung sind Jahreswerte der Massenbilanz und Klimadaten für die korrespondierenden Akkumulations- und Ablationsperioden erforderlich.

Die für verschiedene Zeitabschnitte berechneten Mittelwerte der Temperatur bzw. die Niederschlagssummen von Vent (vgl. Tabelle) zeigen im Vergleich mit der Massenbilanz des Hintereisferners, daß der erwartete Zusammenhang (Abweichung der Massenbilanz positiv bei negativer Abweichung der Mitteltemperatur und positiver Abweichung der Niederschlagsmenge und umgekehrt) am besten für die potentielle Ablationsperiode Mai bis September gegeben ist und nicht so gut für die zumeist verglichenen Sommermonate Juni bis August oder für den gelegentlich betrachteten Hochsommer Juli—August (14). Die bereits früher gefundene große Bedeutung der Dauer der Ablationsperiode (11) (13) wird dadurch erneut bestätigt. Die Witterung der Monate Mai und September ist für die Beurteilung der gesamten Ablation oft wichtiger, als die der Sommermonate. Die Niederschlagsmenge der Akkumulationsperiode Oktober bis April läßt dagegen kaum einen einfachen Zusammenhang mit der Massenbilanz erkennen. In den 6 Jahren mit positiver oder ausgeglichener Massenbilanz (1954/55, 1959/60, 1964/65, 1965/66, 1966/67, 1967/68) wurden im Mittel 270 mm beobachtet, gegenüber 250 mm in den elf restlichen Jahren mit negativer Massenbilanz. Obwohl kein Zweifel darüber besteht, daß ein schneereicher Winter für die Massenbilanz der Gletscher förderlich ist, scheint nicht die Niederschlagsmenge der Akkumulationsperiode, sondern der Witterungscharakter der Ablationsperiode Mai bis September für die Massenbilanz ausschlaggebend zu sein (9). Nun sind die gleichen 6 Jahre mit 446 mm eindeutig feuchter und mit 7.2° C auch kühler, als die elf Jahre mit negativer Massenbilanz (366 mm bzw. 7.8° C). In den 3 Jahren mit eindeutig positiver Massenbilanz (1964/65, 1965/66, 1967/68) ist das Ergebnis trotz einer zu trockenen Akkumulationsperiode (288 mm) einer wesentlich zu feuchten (494 mm) und zu kühlen (7.0° C) Ablationsperiode zuzuschreiben.

Zu dem gleichen Ergebnis hat die Korrelationsanalyse von AMBACH und EISNER (1) zwischen jährlicher Rücklage von Altschnee am Kesselwandferner und Niederschlagsmenge im hydrologischen Winter- bzw. Sommerhalbjahr in Vent für die Periode 1945 bis 1965 geführt. Temperaturmittel und Niederschlagssummen von vollen hydrologischen Jahren oder von Kalenderjahren sind für den Vergleich mit glaziologischen Daten am wenigsten geeignet (9).

Zur Ergänzung der doch nur eine recht rohe Vorstellung vom Witterungscharakter vermittelnden Monatswerte von Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer können Häufigkeitsverteilungen der Tagesmittel gute Dienste leisten. So ist beispielsweise bei einer Tagesmitteltemperatur in Vent von 10° C und mehr (warme Tage) das gesamte Einzugsgebiet des Hintereisferners auf Schmelzbedingungen, während bei einer Tagesmitteltemperatur in Vent unter 5° C (kalte Tage) dies auf weniger als 10% der Gletscherfläche der Fall ist. Die Anzahl der warmen bzw. der kalten Tage stimmt mit der Massenbilanz recht befriedigend überein; auch dadurch werden zum Beispiel die bedeutenden Unterschiede zwischen den Ablationsperioden 1964 und 1965 deutlich wiedergegeben, aber der Unterschied wird ebenfalls unerheblich, wenn die warmen oder kalten Tage statt in der Ablationsperiode Mai bis September nur im Sommer oder im Hochsommer betrachtet werden. Tage mit bestimmten Schwellenwerten des Niederschlages sollten dagegen nur in Kombination mit geeigneten Schwellenwerten der Temperatur betrachtet werden, um Fälle mit Zufuhr von latenter Wärme und daher vermehrter Ablation von möglichen Neuschneefällen trennen zu können.

Der Vergleich zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners und den direkt, z. B. aus Jahrbüchern verfügbaren Klimadaten der benachbarten Station Vent ist somit nicht in allen Einzelheiten befriedigend, obwohl die Station Vent nach den Studien von FLIRI (4) als durchaus repräsentativ für die klimatischen Verhältnisse der Zentralalpen gelten kann. Der Vergleich ist lehrreich, weil daraus erkennbar wird, wie relativ geringfügige Unterschiede in den Klimadaten von relativ bedeutenden Unterschieden der Massenbilanz begleitet werden. Es muß jedoch betont werden, daß die Extremwerte der Massenbilanz in der vorliegenden Reihe (−1244 mm 1963/64 bzw. +925 mm 1964/65) zumindest zum Teil mit extremen Abweichungen der Klimawerte verbunden waren. So war das hydrologische Jahr 1963/64 mit 485 mm Niederschlag das trockenste in der Venter Niederschlagsreihe seit 1891/92, während das hydrologische Jahr 1964/65 an neunter Stelle in der Liste der feuchten Jahre im gleichen Zeitraum steht. Die Niederschlagsmenge in der Ablationsperiode 1965 von 562 mm wurde nur im Jahre 1910 mit 563 mm erreicht. Die Mitteltemperatur der Ablationsperiode 1965 von 6.7° C wurde in diesem Jahrhundert lediglich in den Jahren 1910 (6.3° C), 1912 und 1913 (je 6.4° C) und 1916 (6.6° C) geringfügig unterschritten. Gefolgt war die

Serie kalter Ablationsperioden zwischen 1906 und 1919 vom bekannten Gletschervorstoß um 1920. Die Mitteltemperatur der Ablationsperiode 1964 war dagegen mit 8.3° C keineswegs extrem hoch, wurde doch im Jahre 1947 ein Mittel von 10.0° C erreicht, gefolgt von 9.1° C im Jahre 1950. Zwischen 1942 und 1953 waren alle Ablationsperioden wärmer als 8.0° C mit einem Mittel von 8.6° C. Die Anzahl von 60 „warmen Tagen" in der Ablationsperiode 1964 wurde 1947 und 1950 mit 80 bzw. 73 ebenfalls erheblich übertroffen; der Mittelwert für 1942—1953 war 66 warme Tage. Dieser in Bezug auf seine Witterung höchst ungewöhnliche Zeitraum (18) war von einem extremen Massenverlust der Gletscher begleitet [vgl. (10), Abb. 4: Großer Aletschgletscher nach (15)], der zu einer erheblichen Reduktion der vergletscherten Fläche in den Alpen mit allen Konsequenzen für die mögliche Gletscherspende zum Abfluß geführt hat. Seit der Mitte der 50iger Jahre ist die Massenbilanz einer zunehmenden Zahl von Alpengletschern nahezu ausgeglichen, seit der Mitte der 60iger Jahre vielfach positiv, was mit dem Witterungscharakter der Ablationsperioden seit 1965 in Einklang steht. Obwohl somit eine günstige Ausgangslage für eine neue Periode mit Gletschervorstoß gegeben ist, wäre eine optimistische Beurteilung des zu erwartenden Ausmaßes verfrüht.

Die oft mangelhafte Übereinstimmung von auf gleiche Zeitabschnitte bezogenen Kenngrößen für Klima und Massenbilanz ist zum Teil auf die Abhängigkeit der Wärmebilanz einer Ablationsperiode von der Massenbilanz der unmittelbar vorhergegangenen Akkumulationsperiode (Winterbilanz) oder des vorhergegangenen Haushaltsjahres zurückzuführen. In der Wärmebilanz der Gletscheroberfläche dominiert die Strahlungsbilanz, vorwiegend die kurzwellige Strahlungsbilanz, die bei gleicher Globalstrahlung oder nahezu entsprechend gleicher relativer Sonnenscheindauer (11) von der Albedo der Gletscheroberfläche bestimmt wird. Hatte das vorangegangene Haushaltsjahr einen positiven Massenhaushalt, dann ist ein relativ großer Teil der Gletscherfläche mit jungem Firnschnee von höherer Albedo bedeckt; bei gleichem Energieangebot (entsprechend gleicher Globalstrahlung) ist der Betrag der positiven Wärmebilanz (entsprechend der Ablation) geringer, als wenn nach einem Vorjahr mit stark negativer Massenbilanz ein relativ großer Teil der Gletscheroberfläche aperes Eis mit geringerer Albedo aufweist. Eine Folge von Ablationsperioden von gleichem Witterungscharakter bedeutet daher für die Ablation einen sich selbst verstärkenden Prozeß, weil die mittlere Albedo der Gletscheroberfläche im gleichen Sinn geändert wird, vorausgesetzt, daß die Menge des Winterschnees etwa gleich bleibt. Die Andauer von klimatischen Abweichungen gleichen Vorzeichens ist jedenfalls wichtiger für die Massenbilanz als deren absoluter Betrag, was in den Perioden 1906—1919 und 1942—1953 eindringlich demonstriert wurde.

Die Menge des Winterschnees mit hoher Albedo entscheidet darüber, wann die Gletscheroberfläche des Vorjahres der Ablation wieder ausgesetzt wird und damit über die wichtige Dauer der Ablationsperiode. Bei gleicher Globalstrahlung bestimmt somit die leider bisher nur selten gemessene (19) oder berechnete (12) mittlere Albedo der Gletscheroberfläche den Betrag der Ablation. Diese muß sich jedoch proportional zur Anzahl der Neuschneefälle verändern. Damit kommt der Anzahl der sommerlichen Neuschneefälle eine entscheidende Bedeutung für den Betrag der Ablation und damit für die Massenbilanz zu (6). Die Anzahl der Schneefälle während der Ablationsperiode wird jedoch nur sehr unzulänglich durch die mittlere Temperatur und die Niederschlagsmenge der Ablationsperiode charakterisiert. Die Massenbilanz eines temperierten Gletschers muß daher empfindlich auf Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt in Perioden mit zyklonaler Witterung reagieren. Ein nur unerhebliches Absinken der Temperatur entscheidet darüber, ob ein gegebener Niederschlag als Regen oder als Schnee fällt, wobei wegen der Veränderung der Albedo die Auswirkung auf die Wärmebilanz der Gletscheroberfläche und damit auf die totale Ablation sehr erheblich ist. Sehr drastische Beispiele für die Reduktion des Abflusses als Folge sommerlicher Schneefälle hat LANG (16) nach seinen Studien am Hintereisferner 1957—1959 mitgeteilt. Gelegentlich wird die Albedo der Gletscher auch durch Ereignisse beeinflußt, die in den Klimadaten überhaupt nicht enthalten sind. So wurden während einer Südföhnlage im April 1962 erhebliche und auffällige Staubmengen aus Nordafrika auf den Alpengletschern abgelagert. Diese wurden von der fortschreitenden Ablation um Mitte Juli 1962 freigelegt. Die dadurch bedingte Herabsetzung der Albedo wirkte sich im strahlungsreichen Sommer 1962 voll aus, da bis Mitte September kein Fall von Neuschnee auftrat. Die Massenbilanz 1961/62 wird daher im Vergleich mit der relativ niedrigen Temperatur der Ablationsperiode als „zu negativ" empfunden.

Die Temperaturangaben einer Klimastation im Gletschergebiet sind offenbar nicht nur als rohes Maß für den turbulenten Wärmeübergang in fühlbare Form aufzufassen, sondern für den gesamten positiven Wärmehaushalt. Darauf beruht die Brauchbarkeit längst bekannter empirischer Beziehungen zwischen dem Abfluß oder den Längenvariationen der Gletscher und positiven Temperatursummen von Höhenstationen in den Alpen (21). Da ein enger Zusammenhang zwischen Temperatur und Globalstrahlung besteht, sollte eine angenäherte Berücksichtigung der mit der Anzahl der Neuschneefälle einer Ablationsperiode variablen mittleren Albedo der Gletscheroberfläche eine Verbesserung dieser Beziehung ergeben. Einen Versuch in dieser Richtung hat HOWORKA (13) mit den Tageswerten der Station Vent unternommen. Die Tagesmittel der Temperatur wurden unter Verwendung eines mittleren Temperaturgradienten längs der Talsohle von 0.6° C/100 m für die Ablationsperiode auf das Zungenende des Hintereisferners (2400 m) reduziert; die nach Subtraktion von je 3° C verbleibenden positiven Temperaturen wurden aufsummiert. Wenn Niederschlag in Vent bei Temperaturen unter 3° C auftrat, wurde Schneefall am gesamten Hintereisferner angenommen, wobei als untere Schwelle eine Niederschlagsmenge in Vent von 3 mm, entsprechend etwa 5 cm Neuschneehöhe am Gletscher festgelegt wurde. Nach den Ergebnissen der Untersuchungen des Wärmehaushaltes ist zur Schmelzung dieser Schneemenge eine Wärmemenge erforderlich, die etwa zwei positiven Gradtagen in Vent entspricht, bevor die Schmelzung von Eis weiter fortschreitet. Für je 3 mm Niederschlag, gefallen in Vent bei Temperaturen unter 3° C, wurden somit zwei positive Gradtage von der positiven Temperatursumme abgezogen, oder $^2/_3$ der Niederschlagsmenge. Auf diese Weise wurde eine reduzierte Temperatursummenkurve gewonnen, die als TS-Kurve (T für Temperatur, S für Schnee) bezeichnet wird. HOWORKA konnte zeigen, daß die Nettoablation an den einzelnen Ablationspegeln am Hintereisferner in linearer, wenn auch von Jahr zu Jahr wegen der verschiedenen Menge des Winterschnees etwas wechselnder Beziehung zu den TS-Werten steht. Für die einzelnen Ablationsperioden wurden Nomogramme konstruiert, die es gestatten, den zeitlichen Verlauf der Nettoablation auf der Zunge des Hintereisferners als Funktion der TS-Werte und der Höhe zu rekonstruieren und den Rückzug der temporären Schneegrenze im Laufe der Ablationsperiode zu berechnen [vgl. (13), Fig. 1—4].

Der überraschende Erfolg dieser an sich primitiven Methode hat den Versuch gerechtfertigt erscheinen lassen, die TS-Werte von Vent mit den mittleren spezifischen Bilanzwerten des Hintereisferners für die Haushaltsjahre ab 1962/63 in Beziehung zu setzen. Das Ergebnis (vgl. Abb. 2) ist am besten, wenn die wahre

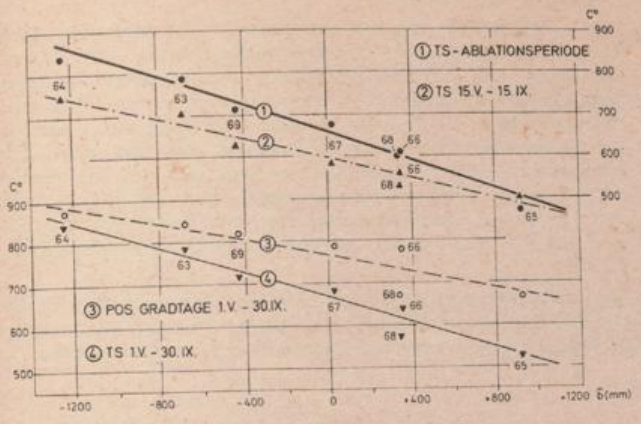


Abb. 2

Zusammenhang zwischen mittlerer spezifischer Massenbilanz (mm Wasser) des Hintereisferners und positiven Temperatursummen für verschiedene Perioden. Die Temperatursummen wurden, ausgehend von den täglichen Beobachtungen in Vent, auf die Höhe 2400 m reduziert, wobei die Neuschneebedeckungen des Gletschers berücksichtigt wurden (vgl. Text).

Ablationsperiode, gezählt vom Beginn der Eisablation auf der Gletscherzunge, der Berechnung zugrunde gelegt wird (Gerade 1 in Abb. 2). Auch wenn der Beginn der Eisablation nicht beachtet wurde, erhält man ein fast ebenso gutes Ergebnis für die potentielle Ablationsperiode Mai bis September (Gerade 4). Dieses Ergebnis ist jedenfalls besser als wenn nur die Summe der positiven Gradtage, reduziert von Vent auf die Zunge des Hintereisferners, aber ohne Berücksichtigung der Verzögerung der Nettoablation durch Neuschnee, gebildet wird (Gerade 3), was gezeigt werden sollte. Das positive Ergebnis dieses einfachen Versuches, die aus den Untersuchungen des Wärmehaushaltes der Gletscher gewonnenen Ergebnisse anzuwenden, zeigt erneut, daß dem Schneefall während der Ablationsperiode eine höhere Bedeutung für die Massenbilanz der Gletscher zukommt, als dem Winterschnee. Wird nicht die volle Dauer der Ablationsperiode dem Vergleich zugrunde gelegt, dann ist das Ergebnis ebenfalls schlechter (Gerade 2), was auch aus den Zahlenwerten der Tabelle hervorgeht. Das Verfahren sollte sich mit den Beobachtungen der nächsten Jahre verbessern lassen; schon jetzt kann jedoch eine rasche Abschätzung der Massenbilanz des Hintereisferners ohne jede Feldarbeit am Gletscher mit Hilfe der Beobachtungen an der Klimastation Vent vorgenommen werden. Durch bewußte Beschränkung auf vorhandene Daten sollte es gelingen, die langjährigen Beobachtungsreihen der Höhenstationen in den Alpen für die quantitative Analyse des komplizierten Zusammenhanges zwischen den Schwankungen der Gletscher und der atmosphärischen Zirkulation nutzbar zu machen.

Die für die Durchführung des IHD-Forschungsprojektes „Eis-, Wasser- und Wärmehaushalt im Rofental bei Vent" erforderlichen Mittel wurden vom Österreichischen Alpenverein, vom Hydrographischen Zentralbüro, von der Wildbach- und Lawinenverbauung, der Studiengesellschaft Westtirol, zum überwiegenden Teil jedoch vom Bundesministerium für Unterricht über die Geophysikalische Kommission bei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt. Allen freiwilligen Mitarbeitern, Studenten und Angehörigen des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck, gebührt Dank und Anerkennung für die Durchführung der alpine Erfahrung und Ausdauer erfordernden Feldarbeit sowie für gewissenhafte und rasche Auswertearbeit.

Literatur

(1) AMBACH, W.; EISNER, H.: Klimatologische Interpretation eines Firnpollenprofiles. 9. Internat. Tag. f. Alpine Meteorologie, Brig und Zermatt 1966. Veröff. d. Schweizer Meteor. Zentralanstalt Nr. 4 (1967) S. 25–31.

(2) FINSTERWALDER, R.: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpengletschern. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 2 (1953) S. 189–239.

(3) FLIRI, F.: Zur Witterungsklimatologie sommerlicher Schneefälle in den Alpen. Wetter u. Leben 16 (1964) S. 1–11.

(4) FLIRI, F.: Beiträge zur Kenntnis der Zeit-Raum-Struktur des Niederschlages in den Alpen. Wetter u. Leben 19 (1967) S. 241–268.

(5) HOINKES, H.: Zur Mikrometeorologie der eisnahen Luftschicht. Archiv Meteor. Geophys. Bioklimat. B 4 (1953) S. 451–458.

(6) HOINKES, H.: Über Messungen der Ablation und des Wärmeumsatzes auf Alpengletschern, mit Bemerkungen über die Ursache des Gletscherschwundes in den Alpen. Commission of Snow and Ice, IUGG General Assembly Rom 1954, IASH Publ. Nr. 39 (1955) S. 442–448.

(7) HOINKES, H.: Das glazial-meteorologische Forschungsprogramm in den Ötztaler Alpen. 5. Internat. Tag. für Alpine Meteorologie Garmisch-Partenkirchen 1958, Ber. Dt. Wetterd. Nr. 54 (1959) S. 8–13.

(8) HOINKES, H.: Zirkulationsbedingte Gletscherschwankungen. 8. Internat. Tag. f. Alpine Meteorologie Villach 1964. Carinthia II, 24. Sonderheft (1965) S. 272–280.

(9) HOINKES, H.: Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen. 9. Internat. Tagung f. alpine Meteorologie Brig und Zermatt 1966. Veröff. Schweizer. Meteor. Zentralanstalt Nr. 4 (1967) S. 9–24.

(10) HOINKES, H.: Ergebnisse des glazial-meteorologisch-hydrologischen IHD-Programmes im Rofental bei Vent 1964–1968. Österr. Wasserwirtschaft 22 (1970) S. 101–113.

(11) HOINKES, H.; RUDOLPH, R.: Variations in the mass balance of Hintereisferner (Oetztal Alps), 1952–1961, and their relation to variations of climatic elements. Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962, IASH Publ. Nr. 58 (1962) S. 16–28.

(12) HOINKES, H.; WENDLER, G.: Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hintereis- und Kesselwandferner (Ötztaler Alpen, Tirol) im Sommer 1958. Archiv. Meteor. Geophys. Bioklimat. B 16 (1968) S. 195–236.

(13) HOINKES, H.; HOWORKA, F.; SCHNEIDER, W.: Glacier mass budget and mesoscale weather in the Austrian Alps 1964 to 1966. Commission of Snow and Ice, IUGG General Assembly Bern 1967, IASH Publ. Nr. 79 (1968) S. 241–254.

(14) HOLZAPFEL, R.: Hochsommertemperatur und Gletscherhochstände. 5. Internat. Tag. f. Alpine Meteorologie Garmisch-Partenkirchen 1958. Berichte d. Deutschen Wetterdienstes 8, Nr. 54 (1959) S. 27–28.

(15) KASSER, P.: Fluctuations of glaciers 1959–1965. International Association of Scientific Hydrology and UNESCO, 1967.

(16) LANG, H.: Hydrometeorologische Ergebnisse aus Abflußmessungen im Bereich des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) in den Jahren 1957 bis 1959. Archiv. Meteor. Geophys. Bioklimat. B 14 (1966) S. 280–302.

(17) LAUFFER, I.: Das Klima von Vent. Diss. Univ. Innsbruck 1966.

(18) RUDLOFF, H. von: Die Klimaschwankungen in den Hochalpen seit Beginn der Instrumentenbeobachtungen. Archiv. Meteor. Geophys. Bioklimat. B 13 (1964) S. 303–351.

(19) SCHEIBBNER, F.; MAHRINGER, W.: Die Albedo der Sonnblickgletscher und ihre zeitlichen Variationen. Archiv. Meteor. Geophys. Bioklimat. B 16 (1968) S. 174—194.

(20) TRONOV, M. V.: On the role of summer snowfall in glacier variation, Commission of Snow and Ice, Symposium of Obergurgl 1962. IASH Publ. Nr. 58 (1962) S. 262—269.

(21) ZINGG, Th.: Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflußfragen. Commission of Snow and Ice, IUGG General Assembly Bruxelles 1951. IASH Publ. Nr. 32 (1952) S. 266—269.

Diskussionsbemerkungen

H. v. RUDLOFF: In der aufschlußreichen Abbildung über den Massenhaushalt des Hintereisferners zeigt es sich, daß in den Jahren 1967 und 1969 die Massenbilanz günstiger im Hinblick auf das Anwachsen des Gletschers war als 1968. 1967 und 1969 traten aber sonnig-heiße Hochsommer (Juli) auf, wogegen der Sommer 1968 in seiner Mitte naßkalt war und häufigere Sommerschneefälle brachte. Kann es etwa sein, daß die beiden extrem warmen und trocken-sonnigen Abschnitte Ende März und im zweiten Aprildrittel 1968 soviel von der Substanz zehrten, daß sich dies auf den Jahreshaushalt so stark auswirken konnte?

H. HOINKES: Ich glaube kaum, denn im allgemeinen wirkt sich das Frühjahr noch nicht diesbezüglich aus. Erst die Monate Mai bis September zehren meßbar an der Gletschersubstanz.

E. WALSER

DK 551.579.2

Die Rolle von Testgebieten in der alpinen hydrologischen Forschung

Zusammenfassung

Der Ausdruck „Testgebiet" wird definiert und erläutert. Der Plan für ein System von Testgebieten, welcher alle geographischen Zonen der Schweiz erfaßt, wird dargelegt. Eine Übersicht über das bisher Vorliegende wird geboten und diskutiert. An wenigen vergleichenden Beispielen wird gezeigt, wie mittels der Beobachtungsergebnisse aus den Testgebieten, besonders wenn sie noch durch meteorologische Daten ergänzt sein werden, die Kenntnisse der hydrologischen Verhältnisse im schweizerischen Alpenraum gefestigt, vertieft und verfeinert werden können.

Résumé

Après avoir défini et expliqué le terme "bassin repère", l'auteur expose le plan d'un système des bassins repères, couvrant toutes les zones géographiques de la Suisse. Il donne ensuite une vue d'ensemble sur le matériel acquis jusqu'ici et commente certains résultats. Il montre finalement, en comparant les données de quelques bassins, comment les observations dans les bassins repères — particulièrement si elles sont complétées par des observations météorologiques — peuvent servir à renforcer, approfondir et améliorer la connaissance hydrologique de la région alpine en Suisse.

Unter einem Testgebiet verstehen wir ein hydrologisches Einzugsgebiet, für welches dauernd die natürlicherweise auftretenden Abflußmengen bestimmt werden. Diese im Jahre 1954 ausgesprochene Definition enthielt damals die Bezeichnung „Testgebiet" noch nicht; sie wurde in diesem Sinne im Jahre 1957 eingeführt. Die Definition entspricht der im Zusammenhang mit dem Internationalen Hydrologischen Dezennium für "benchmark basins" "bassins repères" ausgegebenen, welche im Dokument der UNESCO NS 188 (1) formuliert ist. Nach derselben geht es darum, durch dauernde Messung wichtiger Parameter langfristige Tendenzen, welche im hydrologischen Zyklus auftreten können, festzuhalten.

Da in immer zunehmendem Maße in den Einzugsgebieten wasserwirtschaftliche Maßnahmen ergriffen werden, welche eine Veränderung des natürlichen Abflußregimes zur Folge haben, sah man sich vor die Notwendigkeit gestellt, die Kontinuität in der Beobachtung der Naturvorgänge sicherzustellen. Dies geschieht, indem zunächst jene Gebiete ausgesucht und besonders zusammengestellt werden, in welchen der an einer Meßstation feststellbare Abfluß noch immer den natürlichen darstellt. Sodann werden in Gebieten, in denen dies nicht der Fall ist, die Veränderungen durch Messungen erfaßt; diese Veränderungen können Ableitungen aus dem Gebiet, Zuleitungen in das Gebiet oder Akkumulierungen im Gebiete sein. Die natürliche Abflußmenge wird monatsweise berechnet.

Die Gebiete sind also zu rekognoszieren auf Akkumulierungen, Ableitungen und Zuleitungen hin, aber auch in geologischer Hinsicht, indem die hydrologische Wasserscheide bekannt sein muß. Es ist festzustellen, ob dieselbe mit der topographischen übereinstimmt, oder, wenn nicht, wo sie liegt. Es ist nötig, die Fläche des hydrologischen Einzugsgebietes zu kennen; denn die natürlichen Abflußmengen werden entweder in Litern pro Sekunde und km² angegeben oder in mm Abflußhöhe. Damit wird die Vergleichbarkeit der Zahlen aus verschiedenen Gebieten untereinander, aber auch mit anderen Größen wie Niederschlag hergestellt. Da auf diese Weise die Abflußverhältnisse, wie sie durch die Natur dargeboten sind, für das ganze Land studiert werden sollen, ist es nötig, eine große Zahl von Testgebieten auszuwählen, welche die verschiedenen geographischen Zonen des Landes erfassen; das für die Schweiz angestrebte Ziel ist ein System von etwa 80 bis 100 Gebieten. Auch die Höhengliederung muß berücksichtigt werden, ebenso wie besondere Eigenschaften der Gebiete, die zu ihrer Charakterisierung gehören, z. B. die Vergletscherung oder ihr Inhalt an Seen. Wo an einem Flußlauf mehrere Stationen vorhanden sind, wird es möglich, nicht nur Einzugsgebiete auszuwählen, welche von den Quellen bis zur Meßstation reichen, sondern auch sog. Zwischeneinzugsgebiete, die das Gebiet von einer oberen Meßstation bis zur nächsten tieferliegenden umfassen. Dabei sind allerdings die Gesetze der Fehlerfortpflanzung zu beachten (2). Damit können geologisch unsichere Gebiete ausgeschaltet und vergletscherte von den auch wichtigen unvergletscherten Gebieten getrennt werden (3).

Es ist bereits mit der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt eine Zusammenarbeit im Gang mit dem Ziel, eine hinreichende Ausrüstung der Testgebiete mit meteorologischen Stationen anzustreben. Für die Zukunft ist vorgesehen, eine Monographie als Beschreibung der Testgebiete herauszugeben. Diese wird Tabellen und Diagramme umfassen, welche über Größe, Grundrißform, Höhengliederung der Einzugsgebiete

Auskunft geben, aber auch über Exposition, Kammprofil, Bodenbedeckung, Vergletscherung usw. Im weiteren wird die Monographie geologische und geographische Beschreibungen in Textform enthalten.

Bis heute sind 42 Gebiete bearbeitet; von diesen liegen 31 im alpinen oder voralpinen Raum. Die letztgenannten Gebiete bedecken Flächen zwischen 7,02 und 352 km²; vier derselben weisen Beobachtungsreihen von über 40 Jahren auf.

Über Höhenlage und Vergletscherung gibt Abb. 1 Auskunft. In demselben sind die Gebiete als Punkte dargestellt. Die Abszisse entspricht der mittleren Höhenlage des Gebietes, die Ordinate der prozentualen Vergletscherung. Wir sehen, daß das Gebiet mit der größten Vergletscherung, dasjenige der Massa, 66,6% aufweist, das zweitgrößte 32,8%. Dies gibt uns einen Hinweis für den weiteren Ausbau des Systems, indem es wünschbar erscheint, auch Gebiete gegen 100% Ver-

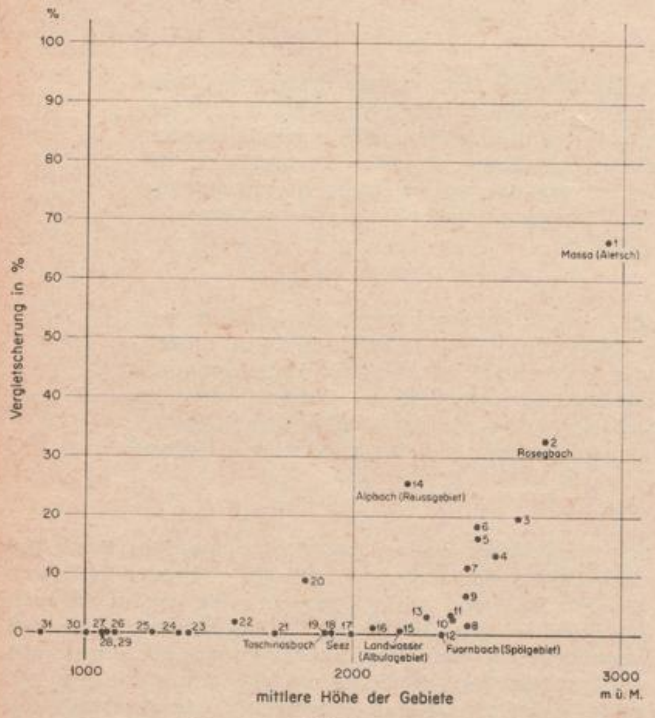


Abb. 1
Alpine und voralpine Testgebiete.
Höhenlage der Vergletscherung.

gletscherung zu erfassen und die im Diagramm ersichtlichen Lücken zu schließen. Gebiete mit Vergletscherung Null liegen vor bis zu einer mittleren Höhe von 2330 m ü. M. Für Vergleichszwecke interessant sind z. B. zwei Gebiete auf fast der gleichen Höhe, eines mit 0,54 und das andere mit 25,6% Vergletscherung, nämlich die Gebiete Landwasser und Alpbach. Wenn einmal die Monographie vorliegt, werden ähnlich wie hier Höhe und Vergletscherung, auch andere Merkmale berücksichtigt werden können, wie z. B. Exposition, Bodenbedeckung und ähnliche. Dann können auch auf Grund jener Darstellungen für besondere Vergleiche und Studien die geeigneten Gebiete leicht ausgewählt werden. Mit Rücksicht auf die Übersichtlichkeit konnte nicht für alle Gebiete ihre Bezeichnung angeschrieben werden; die Kennziffern bezeichnen in den Abb. 1 und 2 dasselbe Gebiet. Für die genaue Bezeichnung der Gebiete, ihre Charakterisierung und die in ihnen erhobenen Abflüsse verweisen wir auf die hydrographischen Jahrbücher der Schweiz (4); die in Abb. 2 verwendeten Abflüsse stammen aus deren Band 1968.

Für die Darstellung der Abflußverhältnisse ist Abb. 2 ausgearbeitet worden. Die Abszisse ist hier wieder die mittlere Höhe des Gebietes, die Ordinate ist der Abfluß

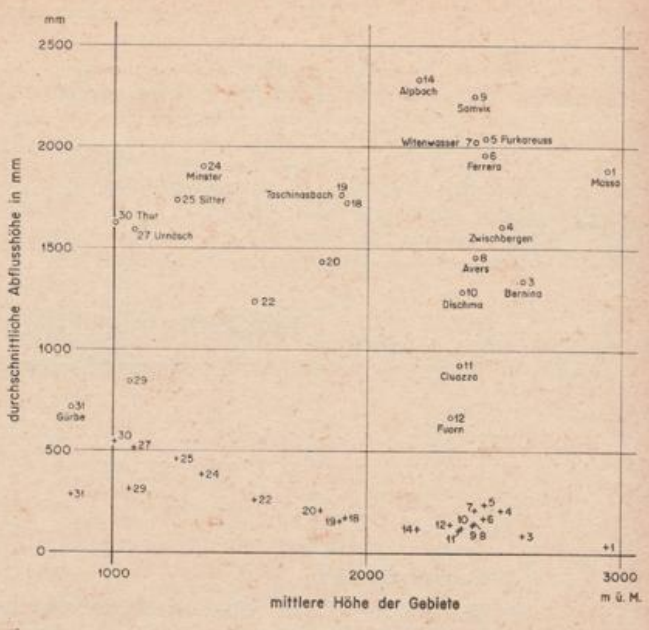


Abb. 2
Alpine und voralpine Testgebiete.
Jahresabfluß ○ und Winterabfluß +,
nach Höhenlage des Gebietes geordnet.
1963—1968.

im Durchschnitt der fünf hydrologischen Jahre von 1963—1968. Die Kreise stellen Jahresabflüsse dar, die Kreuze Abflüsse der fünfmonatigen Winterperiode, beginnend mit dem 1. November.

Aus den Jahresabflüssen ist ersichtlich, daß die Zunahme mit der Höhe keineswegs einem einheitlichen Gesetz folgt. Wir finden Gebiete der nördlichen Voralpen links oben, d. h. sie sind relativ wasserreich; Gebiete in den eingeschlossenen Alpentälern liegen rechts unten, sind also relativ trocken. Gegenläufig ist die Tendenz bei den Winterabflüssen in dem Sinne, daß tiefliegende Gebiete große, hochliegende kleine Winterabflüsse aufweisen. Vergleichen wir zwei beinahe unvergletscherte Gebiete in verschiedener Höhenlage, welche gleiche Jahresabflüsse aufweisen, nämlich die Sitter und den Taschinasbach. Bei den Winterabflüssen finden wir das hochliegende Taschinasgebiet unten, das tieferliegende Sittergebiet oben. Beim Vergleich der ebenfalls gleiche Jahresabflüsse aufweisenden Gebiete der Minster und der Massa kommt zum Einfluß der Höhenlage noch derjenige der Vergletscherung hinzu (Minster 0%, Massa 66,6%), was große Unterschiede in den Winterabflüssen bewirkt.

Der Einfluß der Vergletscherung scheint beim Vergleich zwischen Alpbach (25,6%) und Furkareuß (16,3%) gegenüber der Höhenlage zu überwiegen. Der Alpbach liegt tiefer, ist aber stärker vergletschert und zeigt einen größeren Jahresabfluß als die Furkareuß. Bei den Winterabflüssen finden wir den Alpbach unten, die Furkareuß oben. Die weniger stark vergletscherte, höher liegende und einen kleineren Jahresabfluß aufweisende Furkareuß bringt also im Winter pro km² des Einzugsgebietes mehr Wasser als der Alpbach. Eindeutig kann indessen dieser Unterschied nicht der Vergletscherung zugeschrieben werden, weil aus den meteorologischen Beobachtungen geschlossen werden muß, daß die Winterniederschläge im höherliegenden Gebiet der Furkareuß größer sind als im Gebiet des Alpbaches.

Es ging hier lediglich darum, zu zeigen, wie mit den Testgebieten in konkreter Weise gearbeitet werden kann. Besonders das letzterwähnte Beispiel zeigt, wie damit eine Vertiefung und Verfeinerung der Hydrologie des Alpenraumes erzielt werden kann, wobei die Einbeziehung der Meteorologie unerläßlich ist.

Literatur

(1) UNESCO: NS/188, Décennie Hydrologique Internationale, Réunion intergouvernementale d'experts. Paris 1964.

(2) WALSER E.: Fehlerfortpflanzung bei hydrographischen Berechnungen. Wasser- u. Energiewirtschaft, Zürich, Nr. 10 (1958) S. 289.

(3) WALSER E.: Die schweizerischen hydrologischen Testgebiete. Wasser- u. Energiewirtschaft, Baden, Nr. 8/9 (1966) S. 248.

(4) EIDG. AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT: Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz. Erscheint jährlich in Bern.

Diskussionsbemerkungen

G. GENSLER: Erweiterung des Niederschlagmeßnetzes der amtlichen Wetterdienste notwendig. Dies ist kaum noch nach konventionellen Methoden möglich (Beobachter), da oft Daten aus unbewohnten Gebieten nötig. Auch Temperatur- und Strahlungsdaten erwünscht. Daher wohl weitgehende Einführung automatischer Wetterstationen unumgänglich. Beschleunigung ihrer Inbetriebsetzung notwendig.

F. LAUSCHER: Die Wasserwirtschaft sollte viel mehr an der Gewinnung von hydrometeorologischen Daten mitwirken als bisher. Es gibt noch immer alpine Kraftwerke, welche nicht einmal die Niederschlagshöhe messen. — Auch zum Betrieb von automatischen Stationen wird man im alpinen Klima viel Wartungspersonal brauchen.

E. WALSER: Zu 1). Die vermehrte Ausrüstung der Testgebiete mit Wetterstationen stellt ein Beispiel der oft geforderten Zusammenarbeit zwischen Meteorologen und Hydrologen dar; die Fortschritte in dieser Zusammenarbeit sind zu begrüßen. Zu 2). Wir können in der Schweiz immerhin von einer wirksamen Unterstützung der Hydrologie durch die Kraftwerke sprechen. Das Netz hydrometrischer Stationen konnte dank der von Kraftwerksseite zur Verfügung gestellten Geldmittel verdichtet werden.

W. MOSER

DK 551.586 : 58

Standortkundliche und ökologische Messungen in der Nivalstufe der Zentralalpen

Zusammenfassung

Die Außenstation „Hoher Nebelkogel 3 184 m" der Alpinen Forschungsstelle Obergurgl der Universität Innsbruck wird beschrieben. Es werden die angewandten Methoden zur ganzjährigen Registrierung von standortkundlichen Messungen sowie zur Aufnahme von Tagesgängen der Photosynthese an Pflanzen eines extremen Standortes mitgeteilt. Außerdem wird das gesamte Forschungsprogramm dieser Station vorgestellt.

Abstract

Description of the station "Hoher Nebelkogel 3 184 m" of the Alpine Research Centre Obergurgl (University of Innsbruck), dealing with the methods used for the recording of local measurements throughout the year and of the daily rate of photosynthesis of plants in an extreme site. Furthermore the overall research programme of this station is presented.

Inhalt

1. Einleitung
2. Stationsbeschreibung
   2.1. Die Versuchsfläche
   2.2. Die Meßbaracke
3. Meßgeräte und Meßprogramme
   3.1. Registrieranlage für ganzjährig laufende standortkundliche Messungen
   3.2. Registrieranlage für zusätzliche standortkundliche Messungen während der Vegetationsperiode
   3.3. CO_2-Gaswechsel-Registrieranlage
   3.4. Andere Meßeinrichtungen
   3.5. Andere Forschungsprogramme
4. Energieversorgung und Betreuung
   4.1. Strom
   4.2. Beheizung
   4.3. Funkverbindung
   4.4. Blitzschutz
   4.5. Transporte
5. Ausblick

1. Einleitung

Im Hochgebirge ändern sich die Lebensbedingungen oft innerhalb kurzer Zeit in weiter Amplitude, so daß sich für den Ökologen hier unvergleichliche Möglichkeiten ergeben, die Wirkung von Umweltfaktoren auf die Pflanzen am natürlichen Standort zu untersuchen (1). So wurde vom Institut für Allgemeine Botanik der Universität Innsbruck (Vorstand: Prof. Dr. W. LARCHER) 1966 auf dem Ostgrat des Hohen Nebelkogels (3 211 m) in den Stubaier Alpen ein Forschungsstützpunkt als Beitrag zum Internationalen Biologischen Programm errichtet.

Diese Station dient seither der Erforschung der Lebensbedingungen für Pflanzen an den Grenzen ihres Daseins sowie der Reaktionen dieser Pflanzen auf die verschiedenen Umwelteinflüsse.

Aus den letzten Jahren liegen ähnliche Untersuchungen aus verschiedenen Gebirgen der Erde vor (2) (3) (4) (5), und das Projekt „Hoher Nebelkogel", dem Laboratoriumsversuche unter der Leitung von A. PISEK in Innsbruck vorausgegangen waren (6), stellt die erweiterte und in der Methodik veränderte Fortsetzung jener Arbeiten dar, die CARTELLIERI auf dem Glungezer bei Innsbruck ausgeführt hat (7).

Mit Beginn des Jahres 1971 wurde die Station „Hoher Nebelkogel" vom Institut für Allgemeine Botanik dem Institut „Alpine Forschungsstelle Obergurgl" der Universität Innsbruck (Vorstand: Prof. Dr. W. HEISSEL) zur weiteren Betreuung zugewiesen.

2. Stationsbeschreibung

2.1. Die Versuchsfläche

Der Hohe Nebelkogel (3 211 m) ist eine asymmetrische dreiseitige Pyramide in der Südwestecke der Stubaier Alpen im Gemeindegebiet von Sölden im Ötztal.

Während der Nordwestgrat sowie die Südkante steil in das Laubkar bzw. Windachtal abfallen, zieht sich der Ostgrat etwa dreihundert Meter gegen Ost-Nordost, ohne dabei mehr als 40 Höhenmeter zu verlieren. An der mäßig steilen Nordseite des Berges reicht ein Firnfeld, das die Mulde zwischen Wildkarspitze und Nebelkogel ausfüllt, an manchen Stellen bis knapp an den Grat heran; gegen Süden bricht die Wand fast überall steil zum Seekar ab. Der Grat selbst weist einige Flachstücke mit besonders reichlichem Bewuchs von Gletscherhahnenfuß (*Ranunculus glacialis* L.) und anderen Nivalpflanzen auf, und eine dieser Stellen in 3 184 m Höhe bildet den mittleren Teil der Versuchsfläche.

Die gesamte Versuchsfläche (Abb. 1) umfaßt auf rund 1 000 m² drei charakteristische Areale der nivalen Stufe:

a) Steiler, nach SE exponierter Hang, in dem sich senkrechte, von Kryptogamen bewachsene Felsbänder mit rasenbedeckten flachen Stufen abwechseln. Die westliche Hälfte des Hanges ist von einer Wächte bedeckt, die nur selten ganz abschmilzt und gute Beobachtungsmöglichkeiten für die Wirkung mehrjähriger Schneebedeckung auf das Pflanzenleben bietet.

b) Flaches Gratstück, das sich dem oberen Rand der Wächte anschließt, guten Bewuchs durch Blütenpflanzen aufweist und zum dritten Areal — einem Nordhang — überleitet.

Der mittlere Teil des Gratstückes ist besonders stark dem Wind ausgesetzt und deshalb auch im Winter meist schneefrei.

c) Nordhang mit mäßiger Neigung. Der untere Teil ist vom Firnfeld, das zwischen dem Nebelkogel und der



Abb. 1

Versuchsfläche und Station Hoher Nebelkogel 3 184 m in den Stubaier Alpen (Tirol); photographiert am 6. 7. 1968 gegen ENE. Mittelgrund links: Nordhang, teilweise schneebedeckt. Auf dem Grat das Haupt-Versuchsfeld mit Meßbaracke und Wind-Stromaggregat. Mittelgrund rechts: steilabfallender Südhang, teilweise schneebedeckt. Hintergrund von links nach rechts: Schrankogel (3 500 m), Windacher Daunkogel (3 351 m), Westlicher (3 300 m) und Östlicher Daunkogel (3 332 m). (Aufnahme: W. MOSER)

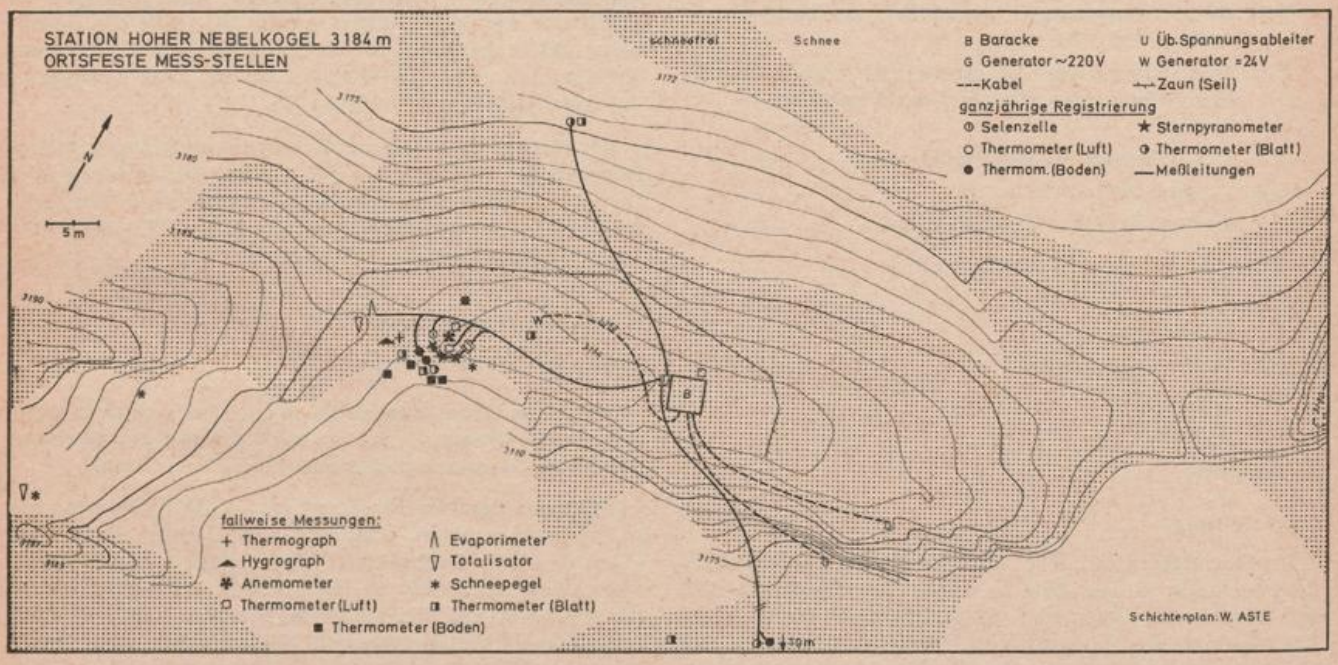


Abb. 2

Anordnung der ortsfest installierten Meßgeräte sowie der Stromerzeuger. Die für die zusätzlichen standortkundlichen Registrierungen an den jeweiligen Versuchspflanzen des CO_2-Gaswechsel-Meßprogrammes angelegten Fühler sind in der Karte nicht eingetragen. Die dargestellte Schneelage entspricht den Verhältnissen anfangs Juli 1968.
Höhenschichten-Plan: W. ASTE, Geographisches Institut der Universität Innsbruck (Vorstand: Prof. Dr. F. FLIRI).

Wildkarspitze liegt, ganzjährig bedeckt. Der obere Teil ist windexponiert, hat nur sehr geringe Bodenentwicklung und äußerst kümmerlichen Bewuchs durch einige Kryptogamen.

Das gesamte Versuchsfeld ist übersät von Glimmerschiefer-Platten, und die Bodenentwicklung ist nur in der Südseite weiter fortgeschritten. Die Erdschichte — sofern überhaupt vorhanden — ist am Grat maximal 15 cm tief.

Für vergleichende standortkundliche Messungen ist die Versuchsfläche deshalb besonders gut geeignet, weil sie sowohl einzelne Rasen der subnivalen Stufe, als auch die nur spärlich oder unbewachsenen Areale der nivalen Stufe und die dazwischenliegenden Übergänge einschließt.

2.2. Die Meßbaracke

Zur Aufnahme der Registrierapparatur sowie als Unterkunft dient eine Holzbaracke mit einer Grundfläche von 9 m². Die Baracke steht am östlichen Ende des flachen Gratstückes (Abb. 2) und ist in Riegel-Bauweise ausgeführt. Der Hohlraum zwischen Innen- und Außenwand wurde durch eine doppelte Dachpappe-Auskleidung isoliert. Torstahl-Haken in Felsritzen bilden die Fixpunkte, an denen Fußboden, Decke und Dachstuhl mit Drahtseilen verankert sind.

Der einzige Raum der Baracke ist durch eine Doppeltüre von Osten zu betreten; an der Südseite gestattet ein Fenster bei Schönwetter die Aussicht auf Dolomiten und Hauptkamm der Ötztaler Alpen.

3. Meßgeräte und Meßprogramme

Um die wichtigsten Umweltbedingungen, die das Pflanzenleben beeinflussen, ganzjährig zu erfassen, wurde 1967 auf der Station in Zusammenarbeit mit A. CERNUSCA eine Datenerfassungsanlage installiert, die von G. CERNUSCA entwickelt und gebaut worden war (8) (9).

3.1. Registrieranlage für ganzjährig laufende standortkundliche Messungen

Es handelt sich im wesentlichen um einen Analog-Digital-Umsetzer, der die von den Meßsonden im Gelände gelieferten elektrischen Werte in Impulse verwandelt, worauf sie auf Telefonzählern gespeichert werden.

Folgende Meßsonden werden verwendet:

Meßstelle 1: Sternpyranometer (SCHENK, Wien) zur Messung der Globalstrahlung, 2 m über Boden in der Mitte des Versuchsfeldes auf dem Grat montiert.

Meßstelle 2: Sternpyranometer (SCHENK, Wien) zur Messung der Reflexion auf dem Grat, 2 m über Boden um 180° gedreht montiert.

Meßstelle 3: Sternpyranometer (SCHENK, Wien) zur Messung der Globalstrahlung in der Vegetationsschicht auf dem Grat, 5 cm über Boden.

Meßstelle 4: Selenzelle mit Opalfilter (LANGE, Berlin) zur Messung der Helligkeit in der Vegetationsschichte auf dem Grat, in horizontaler Lage am Boden ausgelegt.

Meßstelle 5: Platin-Hartglas-Widerstandsthermometer, 100 Ohm, (HERAEUS, Hanau) zur Messung der Blattemperatur am Grat, zwischen die Blätter eines *Ranunculus-glacialis*-Stockes gelegt.

Meßstelle 6: Pt-Fühler wie 5, zur Messung der Boden-Oberflächen-Temperatur am Grat ausgelegt. Blechschild als Strahlungsschutz.

Meßstelle 7: Pt-Fühler wie 5, zur Messung der Wurzeltemperatur auf dem Grat in 10 cm Bodentiefe angebracht.

Meßstelle 8: Pt-Fühler wie 5, zur Messung der Blatttemperatur am Südhang, 30 m unterhalb des Grates in einem Horst von *Festuca halleri* untergebracht.

Meßstelle 9: Pt-Fühler wie 5, zur Messung der Lufttemperatur auf dem Grat, 2 m über Boden in der Mitte des Versuchsfeldes montiert. Blechschild als Strahlungsschutz.

Meßstelle 10: Pt-Fühler wie 5, zur Messung der Wurzeltemperatur im Südhang, 30m unterhalb des Grates in 10 cm Bodentiefe angebracht.

Meßstelle 11: Pt-Fühler wie 5, zur Messung der Blatttemperatur auf der Nordseite einem Moospolster aufgelegt und mit Blechschild gegen Strahlung geschützt.

Meßstelle 12: Fixwiderstand, der den Ladungszustand der Meßbatterie kontrolliert und allenfalls notwendige Korrekturfaktoren liefert.

Ein von einer Uhr gesteuertes Schrittschaltwerk verbindet jede der 12 Meßstellen in kontinuierlicher Abfolge für jeweils eine Minute mit dem Meßwerk; am entsprechenden Zähler wird der Wert registriert. Das ergibt täglich 1440 Einzelmessungen.

Jeder einzelne Meßwert kann durch eine automatische Fotografie des Zählerbrettes festgehalten werden. In der Regel wird das Zählerbrett jedoch erst nach Ablauf von 4 Zyklen, also nach jeweils 48 Minuten fotografiert. Dadurch fällt für jede einzelne Meßstelle ein aus vier Einzelregistrierungen gebildeter Mittelwert über den Zeitraum von 48 Minuten zur Auswertung an.

Es können zwei Temperatur-Meßbereiche gewählt werden (−35° bis +20° C; −15° bis +40° C). Vollausschlag ergibt 320 Impulse.

Als Stromquelle für diese Anlage dienen 8 Schwefelsäure-Blei-Akkumulatoren (BANNER, Linz) mit zusammen 280 Ah Kapazität bei 24 V Spannung. Mit dieser Strommenge kann die Anlage mindestens einen Monat wartungsfrei in Betrieb bleiben.

Die Auswertung der Daten sowie deren Darstellung übernimmt nach manueller Übertragung der Zahlen vom Film auf Lochstreifen eine elektronische Rechenanlage der Universität Innsbruck (ZUSE 23) nach einem Programm von A. CERNUSCA (Tab. 1).

Das hier angewandte Meßverfahren wird rein meteorologischen Ansprüchen insofern nicht gerecht, als der Zustand der Meßfühler oft durch mehrere Wochen unkontrolliert bleibt, daß also nicht berücksichtigt wird, ob sich etwa über die Glaskuppel des Sternpyranometers ein Eisfilm gelegt hat, ob die Temperaturfühler vom Schnee bedeckt sind usw. Für standortkundliche Aussagen sind solche Messungen trotzdem brauchbar, weil ja auch die Pfanzen ähnlichen Einflüssen unterworfen werden, also ebenfalls von Eis überzogen oder eingeschneit sind. Zur besseren Kontrolle solcher Veränderungen sowie zur Erfassung der jeweils herrschenden Wetterlage wurde auf dem Versuchsgelände eine Filmkamera montiert, die täglich 6 Aufnahmen macht.

Schreibfehler bei der Übertragung der Daten vom Film auf Lochstreifen bewirken fast immer eine sehr starke Abweichung der daraus berechneten Werte, so

Tab. 1

Station Hoher Nebelkogel 47° N, 11° E, 3184 m NN.

( )	Zeit	Grat I 200 cm	Grat R 200 cm	Grat I 5 cm	Grat B 1 cm	Grat T Blatt	Grat T 0 cm	Grat T −10 cm	Süd T Blatt	Grat T 200 cm	Süd T −10 cm	Nord T Blatt
=	0,5	.	.	.	.	1,0	0,7	0,4	0,7	1,5	1,2	−1,4
=	1,4	.	.	.	.	0,8	0,5	0,4	0,5	1,2	1,0	−0,9
=	2,2	.	.	.	.	0,6	0,4	0,3	0,7	2,1	0,9	−1,3
=	3,1	.	.	.	.	0,4	0,3	0,1	0,4	1,5	0,7	−1,1
=	4,0	.	.	.	.	0,6	0,2	0,2	0,3	0,9	0,7	−1,2
=	4,5	.	.	.	.	0,7	0,2	0,1	0,1	0,6	0,5	−1,4
=	5,4	.	.	.	.	0,3	0,1	−0,1	0,1	0,8	0,5	−1,4
=	6,2	.	.	.	0,0	0,5	0,1	−0,3	0,3	−0,5	0,1	−1,6
=	7,1	0,4	.	0,2	0,4	0,5	0,3	−0,7	0,3	−0,0	−0,1	−1,2
=	8,0	1,4	0,0	1,3	1,1	1,5	0,5	0,2	2,1	−0,1	0,4	−1,4
=	8,5	4,2	0,6	3,9	1,7	3,0	2,4	0,6	4,5	0,6	0,9	−0,2
=	9,4	3,8	0,8	4,2	3,1	5,7	2,8	1,5	6,2	0,8	1,5	0,6
=	10,2	4,7	1,1	4,4	3,8	6,9	4,6	2,3	7,7	1,7	2,6	1,3
=	11,1	3,7	0,6	2,8	2,4	6,3	3,9	3,5	7,5	2,0	3,5	1,5
=	12,0	4,1	0,7	3,4	3,6	5,8	4,2	.	7,7	1,1	3,2	1,2
=	12,5	6,4	1,8	4,5	3,1	7,7	4,9	.	8,7	2,3	4,0	3,1
=	13,4	3,2	0,7	4,0	4,6	8,8	5,5	5,0	8,7	2,2	4,6	1,9
=	14,2	5,1	1,2	5,8	4,4	9,7	6,9	6,0	9,1	3,5	5,4	2,8
=	15,1	7,3	1,6	7,5	4,9	11,2	7,3	6,1	9,4	3,0	6,0	2,2
=	16,0	4,9	1,7	6,3	5,0	9,0	6,9	6,4	9,1	3,8	6,4	3,8
=	16,5	1,2	.	1,0	0,8	3,9	3,7	6,7	6,4	0,6	6,3	1,3
=	17,4	2,1	0,2	2,0	1,6	2,7	2,3	5,1	4,5	−0,1	5,1	0,5
=	18,2	1,6	0,0	0,7	0,3	2,1	2,0	4,3	3,7	0,7	4,3	0,2
=	19,1	0,0	.	.	.	0,3	0,7	3,5	1,8	−0,6	3,8	−0,4
=	20,0	.	.	.	.	0,6	0,9	3,5	1,8	0,1	3,1	−1,3
=	20,5	.	.	.	.	−0,4	−0,2	2,1	1,0	−1,0	2,4	−1,7
=	21,4	.	.	.	.	−1,3	−0,3	1,6	0,2	−0,7	.	−1,6
=	22,2	.	.	.	.	−1,5	−0,6	1,1	−0,2	−2,0	.	−2,4
=	23,1	.	.	.	.	−1,5	−0,8	1,1	−0,5	−2,6	.	−2,1
=	24,0	.	.	.	.	−1,0	0,0	1,0	0,1	−1,7	.	−1,5
+	22 8 1968											
	(Min)	0,0	0,0	0,2	0,0	−1,5	−0,8	−0,7	−0,5	−2,6	−0,1	−2,4
	(Zeit)	19,1	18,2	7,1	6,2	22,2	23,1	7,1	23,1	23,1	7,1	22,2
	(Max)	7,3	1,8	7,5	5,0	11,2	7,3	6,7	9,4	3,8	6,4	3,8
	(Zeit)	15,1	12,5	15,1	16,0	15,1	15,1	16,5	15,1	16,0	16,0	16,0
	(MW)	3,4	0,9	3,5	2,6	2,8	2,0	2,2	3,4	0,7	2,7	−0,1
	(N)	16,0	13,0	15,0	16,0	30,0	30,0	28,0	30,0	30,0	26,0	30,0

Tab. 1
Beispiel eines Tages-Ergebnisprotokolls der ganzjährig laufenden Registrieranlage. Jeder Wert wurde aus 4 Messungen ermittelt. I = Globalstrahlung (cal. $10^{-1} \cdot cm^{-2} \cdot min^{-1}$); R = Reflexion; B = Beleuchtungsstärke (Lux. 10^4); T = Temperatur (°C); Min. = niedrigster Wert; Max. = höchster Wert; MW = Mittelwert; N = Anzahl der Werte einer Kolonne.
Computerprogramm: Dr. A. CERNUSCA.

daß solche Fehler nachträglich erkannt und vom Ergebnisstreifen eliminiert werden können.

Das gesamte System wird monatlich wenigstens einmal gewartet und jährlich einmal geeicht; zusätzlich werden zahlreiche Vergleichsmessungen mit anderen Methoden ausgeführt.

3.2. Registrieranlage für zusätzliche standortkundliche Messungen während der Vegetationsperiode

Neben dem ganzjährig laufenden Programm, bei dem die einzelnen Meßstellen unverändert bleiben, ist während der Vegetationszeit eine detaillierte Erfassung von Temperaturen und Lichtintensität an jenen Pflanzen erforderlich, deren CO_2-Gaswechsel gemessen wird. Zu diesem Zweck verfügt die Station über einen Sechs-Farben-Temperaturschreiber (HARTMANN & BRAUN, Frankfurt) sowie über einen Sechs-Farben-Schreiber zur Messung und Aufzeichnung von Strahlung und Helligkeit (SCHENK, Wien).

Die Meßfühler (Pt-Widerstandsthermometer, Selenzellen) werden an die Versuchspflanzen angelegt und zugleich mit diesen in die Rezipienten eingeschlossen. Während der Vegetationsperioden 1968 und 69 wurden die Meßwerte nicht nur von den Schreibern registriert, sie wurden auch mittels der von A. CERNUSCA entwickelten und gebauten Datenerfassungsanlage zugleich mit den Ergebnissen der CO_2-Gaswechselmessungen bereits auf der Station automatisch auf Lochstreifen übertragen (10).

3.3. CO_2-Gaswechsel-Registrieranlage

Der CO_2-Gaswechsel der Pflanzen wurde mit einem URAS - 1 (HARTMANN & BRAUN, Frankfurt) gemessen und in einem Sechs-Farben-Schreiber sowie auf Lochstreifen registriert. Als Rezipienten dienten dünne Plastiksäcke mit ca. 300 cm^3 Volumen oder dünnwandige Plexiglaskassetten. Mit Aquarium- (SULZER, Zürich) und „Reziprotor"-Pumpen (EDWARDS, Kopenhagen) wurde die Luft von den Rezipienten durch PVC-Schläuche zum Gasanalysator (IRGA) gefördert und hier pro Minute eine Analyse ausgeführt.

Während der Sommermonate 1969 war auf der Station „Hoher Nebelkogel" auch eine komplette SIE-

MENS-Sirigor-Anlage mit klimatisiertem Rezipienten eingesetzt.

Zur Vermeidung von Überwärmungen in den Küvetten wurden fallweise KG 1-Filter (SCHOTT, Mainz) vorgesetzt.

Mehr als 500 einzelne Tagesgänge der Photosynthese und der nächtlichen Respiration konnten bisher an sechs verschiedenen Blütenpflanzen am natürlichen Standort bei allen Wetterlagen aufgenommen werden.

3.4. Andere Meßeinrichtungen

Die Windgeschwindigkeit auf dem Grat wird mit einem Anemometer (LAMBRECHT, Göttingen) gemessen. Die Ablesung erfolgte während der Vegetationsperioden täglich, im übrigen fallweise.

Zwei Totalisatoren sammeln den Niederschlag, ein Thermohygrograph (HAENNI, Jegenstorf) wird in einer auf dem Boden stehenden Meßhütte fallweise eingesetzt. Mehrere Maxima-Minima-Thermometer dienen der Kontrolle der elektrischen Meßsysteme. An Schönwettertagen der Vegetationsperiode 1968 wurde die Evaporation mit PICHE-Röhren und einem elektronischen Evaporimeter gemessen (11).

Im Winter werden fallweise die Schneetiefen sowie mit einer PESOLA-Schneewaage die Schneedichten an verschiedenen Stellen ermittelt. Für Transpirationsmessungen stand eine Analysenwaage (METTLER P 120) zur Verfügung.

3.5. Andere Forschungsprogramme

W. BRZOSKA (12) untersuchte auf der Station „Hoher Nebelkogel" bzw. an der Alpinen Forschungsstelle Obergurgl der Universität Innsbruck unter der Anleitung von W. LARCHER Primärproduktion und Energiehaushalt von Nivalpflanzen mittels Erntemethode und Kalorimetrie. Die ausführlichen Ergebnisse sind im Druck.

K. ZACHHUBER klärte unter der Anleitung von W. LARCHER den Entwicklungsrhythmus der reproduktiven Organe verschiedener Nivalpflanzen auf.

Der Autor beobachtete Vegetationsperiode und Produktivitätszeit (vgl. 13) von Nivalpflanzen an verschiedenen Stellen der Stubaier Alpen seit 1962 (14).

4. Energieversorgung und Betreuung

4.1. Strom

Die auf der Station befindlichen Akkumulatoren werden seit dem Sommer 1968 von einem Wind-Stromaggregat (Elektro GmbH. KERN & SCHAUFELBERGER, Winterthur) aufgeladen. Das Gerät ist auf dem höchsten Punkt der Versuchsfläche auf einem 5 m hohen Gittermast montiert und leistet maximal 1000 Watt. Die Anlage paßt sich der jeweils herrschenden Windgeschwindigkeit automatisch an, so daß es nicht zu Schäden an der Apparatur durch Überspannungen kommt.

Zwei transportable Stromerzeuger (EISEMANN, Stuttgart; Type BWSA 0,8) mit je 0,8 kVA Leistung lieferten den notwendigen Wechselstrom. Sie wurden etwa 20 m östlich der Meßbaracke fünf bzw. zehn Meter unterhalb des Grates in der Südwand aufgestellt, wodurch die Abgase dem Versuchsfeld fernblieben und die Touristen in der auf der Wildkarspitze gelegenen Hochstubaihütte nicht vom Lärm belästigt wurden. Die Leistung der Apparate erfuhr, der Meereshöhe entsprechend, eine Verminderung um 25 bis 30%.

4.2. Beheizung

Die Meßbaracke wird von einem Gasofen (GEBE „Regamat") geheizt, der bei schlechtesten Verhältnissen im Winter innerhalb von 10 bis 14 Tagen 22 kg (2 Flaschenfüllungen) Propangas verbraucht. Auch im Sommer muß die Baracke beim Betrieb der IRGA-Anlage geheizt werden.

4.3. Funkverbindung

Funkverbindung mittels eines kleinen Handsprechgerätes (BOSCH Trans 27; 0,1 W) besteht zur Alpinen Forschungsstelle Obergurgl (Sichtverbindung) sowie zur Mittel- und Bergstation der Ötztaler Gletscherbahn. Für die Winterbesuche stellt das Landesgendarmeriekommando Tirol in dankenswerter Weise jeweils ein größeres Gerät (AUTOPHON, Solothurn; Type SE 18 H AZ 2) zur Verfügung, mit dem der Posten in Sölden,

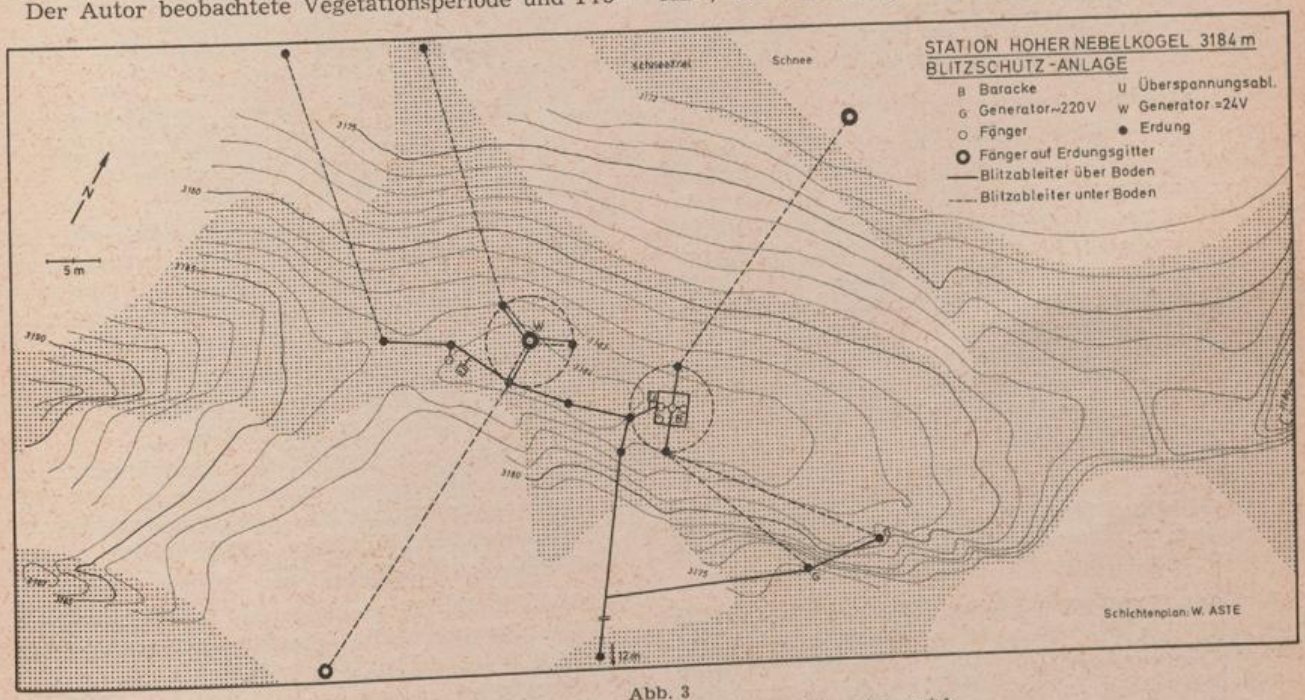


Abb. 3
Blitzschutzanlage. Den Blitzschutz für die Meßbaracke errichtete die Fa. MIKLAUTZ, Innsbruck. Der weitere Ausbau sowie die Sicherung der Meßleitungen erfolgte in Zusammenarbeit mit Dr. A. CERNUSCA nach Beratung durch W. BREIER (Fa. Flaga, Innsbruck) und Ing. J. SCHEDLER (Post- und Telegraphendirektion, Innsbruck).

dessen Beamten für die zuverlässige Mitarbeit besonderer Dank gebührt, angerufen werden kann.

4.4. Blitzschutz

An dieser exponierten Stelle am Grat war von vornherein eine besondere Gefährdung der Baracke bzw. der gesamten Versuchsanlage durch den Blitz zu erwarten. Es wurden deshalb folgende Vorkehrungen getroffen (Abb. 3):

Die Meßbaracke selbst erhielt einen ausgedehnten Blitzschutz mit Giebelleitung, Erdungsring und dreifacher Ableitung. Vom Erdungsring ausgehend wurden noch zusätzlich je eine Ableitung nach der Nord- wie nach der Südseite verlegt, und am Ende der nördlichen Ableitung steht ein eigener Fänger auf einem Erdungsgitter im Firnfeld. Auch das Wind-Stromaggregat, dessen +Pol auf Masse gelegt ist, erhielt einen Erdungsring mit Ableitungen gegen Norden und Süden. Beide Systeme sind miteinander verbunden, so daß die gesamte Versuchsfläche spinnennetz-artig von Erdungsleitungen überzogen ist.

Ein besonderes Problem ist allerdings die Absicherung der Meßleitungen, denn hier genügen bereits Induktionsströme zur Vernichtung der Meßwerke. Alle Adern der wichtigsten Meßleitungen wurden deshalb mit „Helilux"-Überspannungsableitern (ELTAX, Wien) gesichert. Zusätzlich schaltete A. CERNUSCA vor den Eingang zum Meßwerk besondere Elemente, die auch kleine Stromstöße eliminieren.

Alle Meßleitungen laufen in abgeschirmten Kabeln, deren Mantel mit dem Blitzableitersystem in Verbindung steht. Die Kabel werden nach Möglichkeit gebündelt und von Steinplatten bedeckt zur Baracke geführt; 50 cm über dem Kabelkanal läuft eine eigene Fangleitung.

Seit der Errichtung der Baracke 1966 sind im Meßsystem durch atmosphärische Entladungen nie Schäden entstanden, obwohl mehrfach Blitzschläge in die Giebelleitung, in das Wind-Stromaggregat und in den Fänger am Firnfeld beobachtet wurden. Das eingeschaltete Meßwerk am Analog-Digital-Umsetzer nahm auch keinen Schaden, als der Blitz an der Außenwand der Baracke eine Steckdose zertrümmerte oder als 6 in der Nähe der Baracke am Boden liegende Eisenstangen durch Blitzschlag zusammengeschweißt wurden.

4.5. Transporte

Dank dem Entgegenkommen des österreichischen Bundesministeriums für Inneres, das die Flugrettung in Innsbruck mit der Durchführung der Transporte betraute, konnten das gesamte Bau- und Betriebsmaterial sowie die Apparatur mit Flugzeug und Hubschrauber in die unmittelbare Nähe der Versuchsfläche transportiert werden. Auch bei den winterlichen Kontrollbesuchen wird der Aufstieg bei Schönwetter mit dem Flugzeug bewältigt; bei Schlechtwetter muß allerdings ein achtstündiger Anmarschweg in Kauf genommen werden. Im Sommer ist die Station in 4½ Stunden von Sölden aus erreichbar.

5. Ausblick

Ein Teil der Ergebnisse, die auf der Station „Hoher Nebelkogel" erarbeitet wurden, sind publiziert (12) (15) (16) (17). Ein weiterer Teil wird in Kürze erscheinen.

Weitere ergiebige Probleme, die nach dem Abschluß der Auswertungsarbeiten und der Darstellung aller bisher gewonnenen Erkenntnisse in Angriff genommen werden sollten, wären die Aufklärung der biochemischen Grundlage für die beobachteten Reaktionen von Nivalpflanzen auf die Umwelteinflüsse sowie eine Untersuchung der Sekundärproduktion — im Anschluß an die vorliegenden Ergebnisse der Zuwachsanalysen (Primärproduktion). Ein weiteres Forschungsziel wäre eine Untersuchung der Abbauprozesse, so daß schließlich der Energiefluß durch das gesamte Ökosystem „Nivalstufe" dargestellt werden könnte.

Literatur

(1) LARCHER, W.: Aufgaben und Möglichkeiten ökophysiologischer Forschung im Gebirge. Mitt. Ostalp.-din. Ges. f. Vegetkde. 11 (1970) S. 95—100.

(2) PISEK, A.: Pflanzen der Arktis und des Hochgebirges. In: RUHLAND, W.: Handbuch der Pflanzenphysiologie. Bd. 5/2. Heidelberg 1960. S. 375—414.

(3) TJURINA, M. M.: O fiziologičeskich osobennostjach rastenij Pamira. Trudy bot. Inst. Dushanbe. 18 (1962) S. 335—352.

(4) TRANQUILLINI, W.: The physiology of plants at high altitudes. Ann. Review Plant Physiol. 15 (1964) S. 345—362.

(5) BILLINGS, W. D. & MOONEY, H. A.: The ecology of artic and alpine plants. Biol. Reviews 43 (1968) S. 481—530.

(6) MOSER, W.: Temperatur- und Lichtabhängigkeit der Photosynthese sowie Frost- und Hitzeresistenz der Blätter von drei Hochgebirgspflanzen (*Ranunculus glacialis, Geum* oder *Sieversia reptans, Oxyria digyna*). Dissertation, Universität Innsbruck (1965).

(7) CARTELLIERI, E.: Über Transpiration und Kohlensäureassimilation an einem hochalpinen Standort. S.-B. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 149 (140) S. 95—143.

(8) CERNUSCA, G.: Die photographische Meßdatenerfassung im Hinblick auf den Einsatz in einer kleinklimatischen mobilen Station. Centr.-Bl. f. d. ges. Forstwesen (Wien) 86 (1969) S. 49—58.

(9) CERNUSCA, G.: Die mobile Kleinstation im Sellraintal (Tirol). Centr.-Bl. f. d. ges. Forstwesen (Wien) 87 (1970) S. 202—212.

(10) CERNUSCA, A. & MOSER, W.: Die automatische Registrierung produktionsanalytischer Meßdaten bei Freilandversuchen auf Lochstreifen. Photosynthetica 3 (1969) S. 21—27.

(11) CERNUSCA, G. & CERNUSCA, A.: Eine transportable Verdunstungsmeßanlage mit Registrierung der Wassermenge auf Lochstreifen. Centr.-Bl. f. d. ges. Forstwesen (Wien), im Druck.

(12) BRZOSKA, W.: Stoffproduktion und Energiehaushalt der Vegetation auf hochalpinem Standort unter besonderer Berücksichtigung von *Ranunculus glacialis* L. Dissertation, Universität Innsbruck (1970).

(13) LARCHER, W.: Die Bedeutung des Faktors „Zeit" für die photosynthetische Stoffproduktion. Ber. Dtsch. Bot. Ges. 82 (1969) S. 71—80.

(14) WINKLER, E. & MOSER, W.: Die Vegetationszeit in zentralalpinen Lagen Tirols in Abhängigkeit von den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen. Veröff. Mus. Ferdinandeum (Innsbruck) 47 (1967) S. 121—147.

(15) MOSER, W.: Microclimate and photosynthesis in the nivalzone of the Alps. Int. Biol. Programme. Tundra Biome (1970) S. 22—33.

(16) MOSER, W.: Die Photosyntheseleistung von Nivalpflanzen. Ber. Dtsch. Bot. Ges. 82 (1969) S. 63—64.

(17) MOSER, W.: Ökophysiologische Untersuchungen an Nivalpflanzen. Mittl. Ostalpin.-din. Ges. f. Vegetkde. 11 (1970) S. 121—134.

H. TURNER

DK 551.584.3 : 551.584.41

Mikroklimatographie und ihre Anwendung in der Ökologie der subalpinen Stufe

Mit besonderer Berücksichtigung der Einflüsse von Strahlung und Wind auf das Gedeihen junger Forstkulturen (Stillberg im Dischmatal)

Zusammenfassung

An der oberen Waldgrenze (Stillberg im Dischmatal bei Davos) werden seit dem Jahr 1959 Kulturversuche mit verschiedenen Baumarten durchgeführt. Zur Korrelation des Anwuchserfolges und des Höhenzuwachses mit den Umweltfaktoren werden mikroklimatologische Kartierungen des Versuchsgeländes benützt. Anwuchserfolge und Höhenzuwachs junger Lärchen- und Fichtenkulturen stehen in enger Beziehung zur Windgeschwindigkeit und zur globalen Hangbestrahlung: Das beste Höhenwachstum der überlebenden Setzlinge ist an strahlungsreichen und zugleich windgeschützten Stellen des Reliefs festzustellen. Auf den gut besonnten Hängen geht der Höhenzuwachs mit zunehmender Windgeschwindigkeit stark zurück. Die Kombination von geringer Bewindung mit schwacher Bestrahlung hat in diesen Freilandversuchen am schlechtesten abgeschnitten. Auf den Schattenhängen verbessert der Wind (bis ca. 2 m/sec) den Anwuchserfolg und den Höhenzuwachs. Diese Zusammenhänge spiegeln sich auch deutlich wider im Einfluß von Wind und Strahlung auf die Bodentemperatur und auf die Transpiration.

Abstract

Experimental plantations of different tree species have been established since 1959 in the upper tree limit zone of the Dischma valley (Stillberg, near Davos, Switzerland) (Fig. 1). Microclimatological maps of the experimental area (e. g. Fig. 2) are used to relate the success and height-increment of the plantations to the environment. Success and growth-rates of larch and spruce plantations are closely related to wind speeds and to solar irradiation on the slopes (Fig. 5 and 6): The surviving tree plants show greatest height-increments on strongly irradiated and wind-sheltered positions of the ground relief. On the sunny slopes height-increment falls sharply off with increasing wind speeds. At low levels of slope-irradiation growth is very poor, but percentage of living plants as well as height-increment rise with increasing wind speeds up to 2 m/sec. These connections are also distinctly reflected by the effect of wind and radiation on soil temperature and transpiration (Fig. 7 and 8).

Résumé

Des essais d'afforestation avec plusieurs essences sont effectués depuis 1959 à la limite supérieure des forêts (à Stillberg dans la vallée de Dischma, près de Davos). Des cartes microclimatiques du champs d'expérimentation sont utilisées pour établir des corrélations entre la réussite des plantations, la croissance en hauteur des plants et les facteurs du milieu. La réussite et la croissance en hauteur sont étroitement liées à la vitesse du vent et au rayonnement global du versant. La plus forte croissance en hauteur des plants survivants est constatée dans les endroits du relief riches en rayonnement et protégés en même temps du vent. Sur les versants bien ensoleillés, l'accroissement en hauteur diminue très sensiblement avec l'augmentation de la vitesse du vent. Dans ces essais sur le terrain, la combinaison des facteurs peu de vent et faible rayonnement a donné les plus mauvais résultats. Sur les versants ombreux, le vent améliore (jusqu'à 2 m/sec de vitesse) la réussite et la croissance en hauteur. Ces relations se reflètent aussi nettement dans l'influence du vent et du rayonnement sur la température du sol et sur la transpiration.

1. Problemstellung

Eines der Hauptziele des schweizerischen Forschungsprogrammes für Gebirgswaldfragen besteht darin, der Praxis wissenschaftlich fundierte Richtlinien zu vermitteln, nach denen sie vorgehen kann, um die Restauration der oberen, klimatisch bedingten Waldgrenze erfolgreicher und ökonomischer als bisher voranzutreiben. Ein gesunder Landschaftshaushalt im Gebirge kann auf lange Sicht nur dann sichergestellt werden, wenn die vielen, im Gefolge der jahrhundertelangen anthropogenen Waldzerstörungen entstandenen Lawinenanbruchgebiete wieder ihr ehemaliges Waldkleid erhalten.

Seit dem Jahr 1958 sind entsprechende Experimente im Versuchsgelände Stillberg, einem repräsentativen

Lawinenanrißgebiet der zentralalpinen Waldgrenzenzone, im Gang (Abb. 1). Im Vordergrund steht die Suche nach wirtschaftlichen Aufforstungs- und Verbauungsmethoden. Eine Übersicht über das ursprüngliche Untersuchungsprogramm und erste Ergebnisse von Saat- und Pflanzungsversuchen unter besonderer Berücksichtigung der pflanzensoziologischen Verhältnisse sind in den Arbeiten von R. KUOCH (3), (4) enthalten. Auf dieser grundlegenden Versuchsanstellung aufbauend, konnte für die weiteren Versuchsphasen ein neues Programm konzipiert werden; in vorliegendem Bericht werden lediglich folgende Teilprobleme daraus berührt:

1. Wie beeinflussen die Umweltfaktoren, insbesondere die Mikroklimate, das Gedeihen von Aufforstungen auf unterschiedlichen Standorten?
2. Gibt es im unverbauten Lawinenanrißgebiet stützpunktartige Initialstellen, wo die jungen Forstkulturen den Umweltgefahren am besten gewachsen sind, und von wo aus die Aufforstung ohne besondere Hilfsmaßnahmen das Lawinenanrißgebiet evtl. sukzessive einengen kann? Wie sind solche Initialstellen mikroklimatisch-ökologisch charakterisiert?
3. Unter welchen mikroklimatischen Bedingungen mißlingen die Kulturversuche und welche Standortmerkmale kennzeichnen solche Ausschlußgebiete?

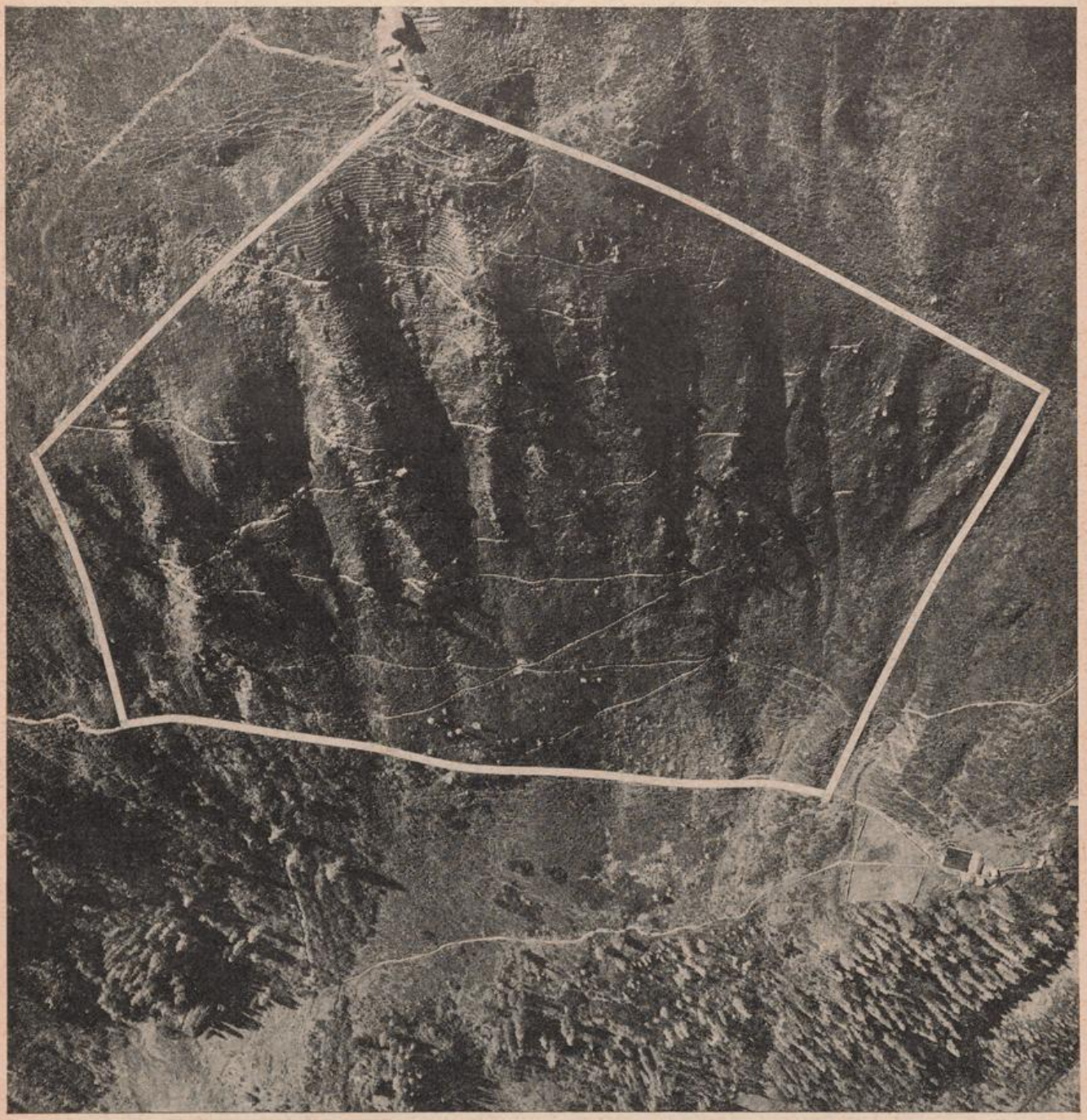


Abb. 1
Luftbild des Versuchsgeländes Stillberg (weiß umgrenzt, 7,5 ha, 1990—2230 m) am linken, generell NE-exponierten, 35° geneigten Hang des Dischmatales, wo mikroklimatisch-ökologische Experimente zum Projekt „Aufforstung im Lawinenanrißgebiet" durchgeführt werden. Aufnahme der Eidg. Vermessungsdirektion in Bern (5. 10. 1966, 11.52 MEZ; Flughöhe 2480 m).

2. Material und Methode

Um die bioklimatischen Regeln kennenzulernen, welchen das Pflanzenwachstum in unserem subalpinen Versuchsgelände gehorcht, konnte ein gezielter, lang-

fristiger ökologischer Anbauversuch ausgewertet werden. Er besteht darin, daß im Jahre 1959 an 44 Stellen des Versuchsflächenreliefs Kulturen von Hochlagenherkünften der Baumarten Lärche *(Larix decidua)*, Fichte *(Picea abies)* und Spirke *(Pinus montana arborea)* angelegt wurden (4), und daß wir nach 10 Jahren (1968) die biologischen Daten dieser Kulturen (Abgangs- bzw. Anwuchsprozente, Scheitelhöhen, mittleren jährlichen Höhenzuwachs seit Pflanzung, Art und Ausmaß der Schädigungen) ermittelt und mit mikroklimatischen Daten derselben Versuchsorte in Beziehung gebracht haben.

Auf jeder der 44 Kulturflächen (Größe 2 x 6 m) wurden je 20 verschulte und vertopfte Lärchen- und Fichtenpflanzen (10 Spirkenpflanzen) im Quadratverband 50 x 50 cm direkt in die Vegetation, ohne jegliche bauliche oder biologische Hilfen, gesetzt. Das Alter der Setzlinge war 2 Jahre (Lärche) bzw. 3 Jahre (Fichte). Die im Abschnitt 3 mitgeteilten biologischen Daten der Kulturen stammen von den Aufnahmen im Frühsommer 1968 und beziehen sich auf die Periode Winter 1959/60 — Winter 1967/68 (8 Vegetationsperioden). Von einer Wiedergabe der Resultate bei der Spirke wird mangels ausreichender Pflanzenzahlen abgesehen.

Die Kulturflächen liegen etwa zu gleichen Teilen in der unteren (ca. 2050 m), mittleren (ca. 2110 m) und oberen Höhenstufe (ca. 2180 m) des Versuchsgeländes. Pro Höhenstufe wurden 6—8 typisch ausgebildete Vegetationseinheiten ausgewählt und pro Vegetationstyp in der Regel zwei Probeaufforstungen der geschilderten Art und Größe ausgeführt (4, Tab. 8). Die einzelnen Versuchsorte waren also nach pflanzensoziologischen Gesichtspunkten ins Gelände plaziert worden; da aber die meisten Vegetationstypen mikroklimatisch scharf charakterisiert sind (12), wurden auf diese Weise die unterschiedlichsten Mikroklimate (Expositionsklimate) erfaßt.

Die wesentlichsten Variationen der Mikroklimate des Versuchsgeländes sind niedergelegt in Klimakarten, welche in flächenintensiver Arbeitsweise unter Benutzung engmaschiger Beobachtungs- und Bezugsnetze aufgenommen und im Maßstab 1 : 500 dargestellt wurden. Solche Mikroklimakarten betreffen namentlich die Verteilung der Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe bei verschiedenen Windrichtungen (6) und der globalen Hangbestrahlung bei wolkenlosem Himmel (12), ferner die Geländeverteilung der Lufttemperatur in 60 und in 10 cm Höhe, der Bodentemperatur in 0, in 6 und in 12 cm Tiefe, der Sonnenscheindauer und des Regenniederschlages. Angaben über Schneebedeckungsdauer der Versuchsorte wurden in dankenswerter Weise vom Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung (1) zur Verfügung gestellt.

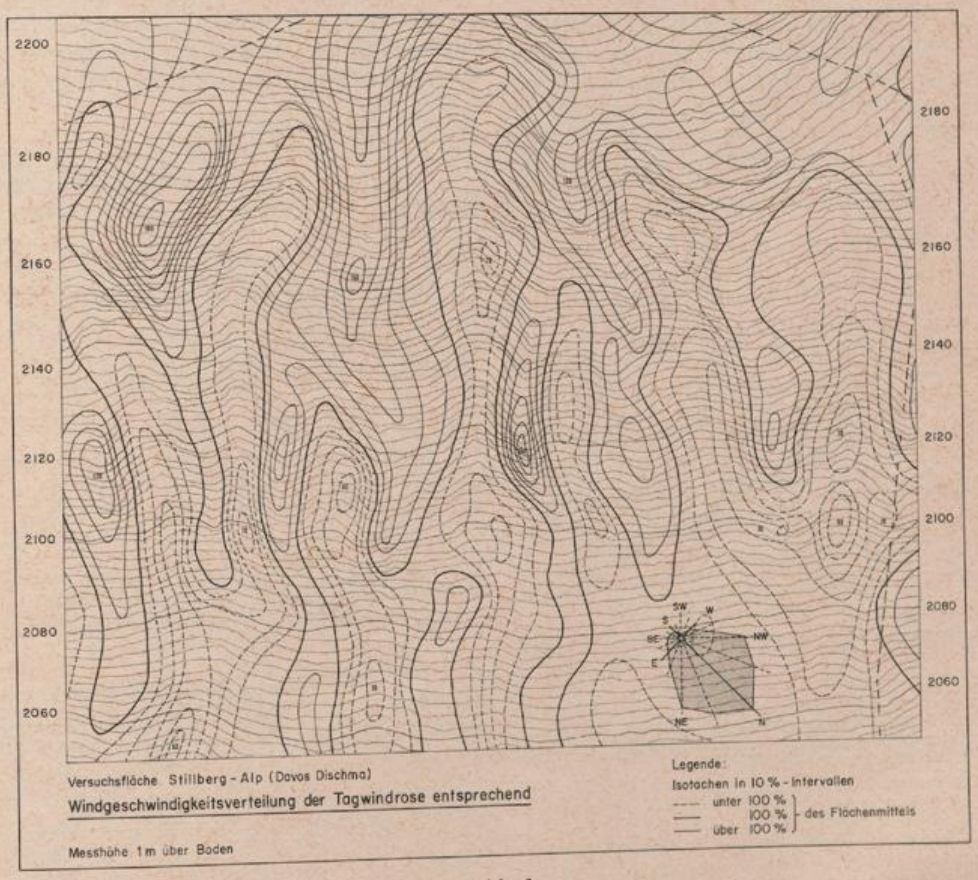


Abb. 2

Karte der durchschnittlichen Windgeschwindigkeitsverteilung in 1 m Höhe während der schneefreien Vegetationszeit, 0600—1800 Uhr MEZ, aufgenommen von W. NÄGELI (6) durch Messungen mit Schalenkreuz-Kontaktanemometern. Die Linien gleicher Windgeschwindigkeit sind in 10%-Intervallen gezeichnet; 100% entsprechen dem räumlich-zeitlichen Mittelwert 1,9 m/sec. Die zugehörige Häufigkeit der Windrichtungen ist als Windrose (unten rechts) eingezeichnet.

Abb. 2 zeigt als Beispiel die Windgeschwindigkeitsverteilung entsprechend der Tagwindrose in der Vegetationsperiode. Die vom Kleinrelief erzeugten Geschwindigkeitsunterschiede der Hangaufwinde und der taleinwärts gerichteten Gebirgswinde (6), (13) sind für den Vergleich mit den Pflanzenwachstumsdaten am wichtigsten, weil die photosynthetische Stoffproduktion nur während der hellen Tageszeit abläuft. Im gezeigten Kartenausschnitt (200 x 240 m) beträgt die durchschnittliche Windgeschwindigkeit, je nach Reliefsituation, zwischen 0,95 und 3,4 m/sec (entsprechend 50 bzw. 180% des räumlich-zeitlichen Mittelwertes 1,9 m/sec).

Die prinzipielle Anordnung der Isotachen quer zu den Höhenlinien und parallel zu den Geländerippen und -rinnen ist typisch auch für die Verteilung der anderen Mikroklimaelemente. Während aber die Windmaxima vorwiegend den Rippenscheiteln zugeordnet sind, liegen die Maxima der Hangbestrahlung in der Regel auf leeseitigen, windschwachen, E-exponierten Hangteilen der Geländerippen (12). Eine räumliche Korrelation zwischen Tageswindgeschwindigkeit und globaler Hangbestrahlung ergibt jedoch, daß beide Parameter praktisch unabhängig voneinander im Versuchgelände verteilt sind. Die Auswirkung dieser beiden mikroklimatischen Gegenspieler auf die Bodenoberflächentemperatur unter den natürlichen Bedingungen des Versuchsgeländes ist in Abb. 7 dargestellt. Doch nicht nur auf den Wärmehaushalt, auf die für das Bioklima im Hochgebirge so wichtige Wärmespeicherung im Boden, sondern auch auf Verdunstung, Transpiration und Stoffproduktion sind direkte, spezifische Wirkungen von Wind und Strahlung zu erwarten (2), (9), (10), (14), (15).

3. Ergebnisse

Vielfach wird die Ansicht vertreten, das Höhenwachstum der Bäume in der subalpinen Stufe nehme gesetzmäßig mit der Seehöhe ab. Wenn wir den mittleren jährlichen Höhenzuwachs von Lärche und Fichte in Abhängigkeit von der Seehöhe auftragen und die Regression berechnen (Abb. 3 und 4), sehen wir, daß für junge

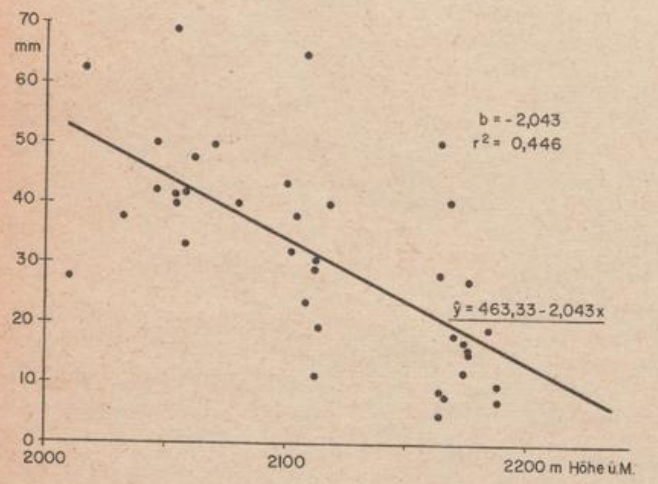


Abb. 3
Mittlerer jährlicher Höhenzuwachs (mm) von Lärchen-Kulturen in Abhängigkeit von der Seehöhe. Versuchsgelände Stillberg, Wachstumsperiode 1960—1967.

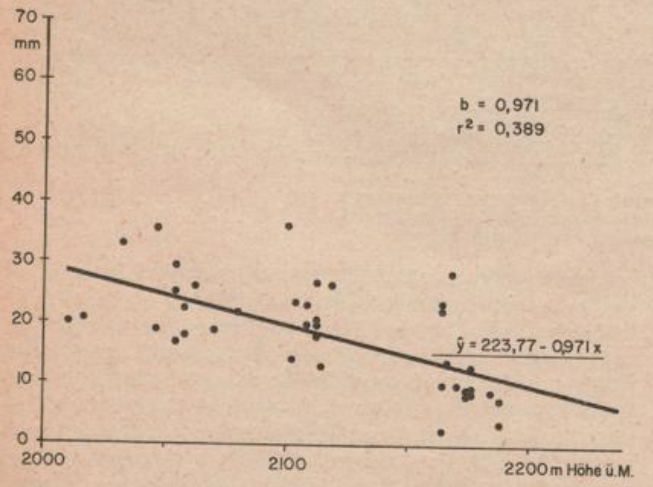


Abb. 4
Mittlerer jährlicher Höhenzuwachs (mm) junger Fichten-Kulturen in Abhängigkeit von der Seehöhe. Versuchsgelände Stillberg, Wachstumsperiode 1960—1967.

Pflanzungen unter den Bedingungen unseres Versuchsgeländes diese Beziehung nicht sehr streng ist. Das niedrige Bestimmtheitsmaß $r^2 = 0{,}446$ (Lärche) bzw. 0,389 (Fichte) deutet an, daß sich nur rund $^1/_3$ aller Variationen des mittleren Höhenzuwachses auf die mit der Seehöhe ändernden Faktoren zurückführen lassen (Abnahme der Temperatur und Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Seehöhe). Diese Diagramme demonstrieren durch die enorme Streuung der Werte vielmehr deutlich, daß andere Faktoren oder Faktorenkombinationen hauptmaßgeblich für den Höhenzuwachs sein müssen.

Die Abhängigkeit wird eher noch weniger streng, wenn statt der Seehöhe z. B. die Temperatur, der Wind, die Hangbestrahlung, die Dauer der schneefreien Vegetationszeit etc., einzeln in die Korrelationsrechnung eingehen. Die biologischen Daten ordnen sich jedoch bei verringerter Streuung klar und plausibel in ein gesetzmäßiges Schema, wenn man Windgeschwindigkeit und globale Hangbestrahlung in verschiedene Intensitätsbereiche unterteilt und den kombinierten Einfluß beider Elementarfaktoren untersucht.

In den Abb. 5 und 6 sind die Anwuchsprozente (Anzahl Lebende in Prozenten der Anzahl Gepflanzte) sowie die Höhenzuwachsdaten der Überlebenden der einzelnen Lärchen- bzw. Fichtenkulturen, gemittelt für die

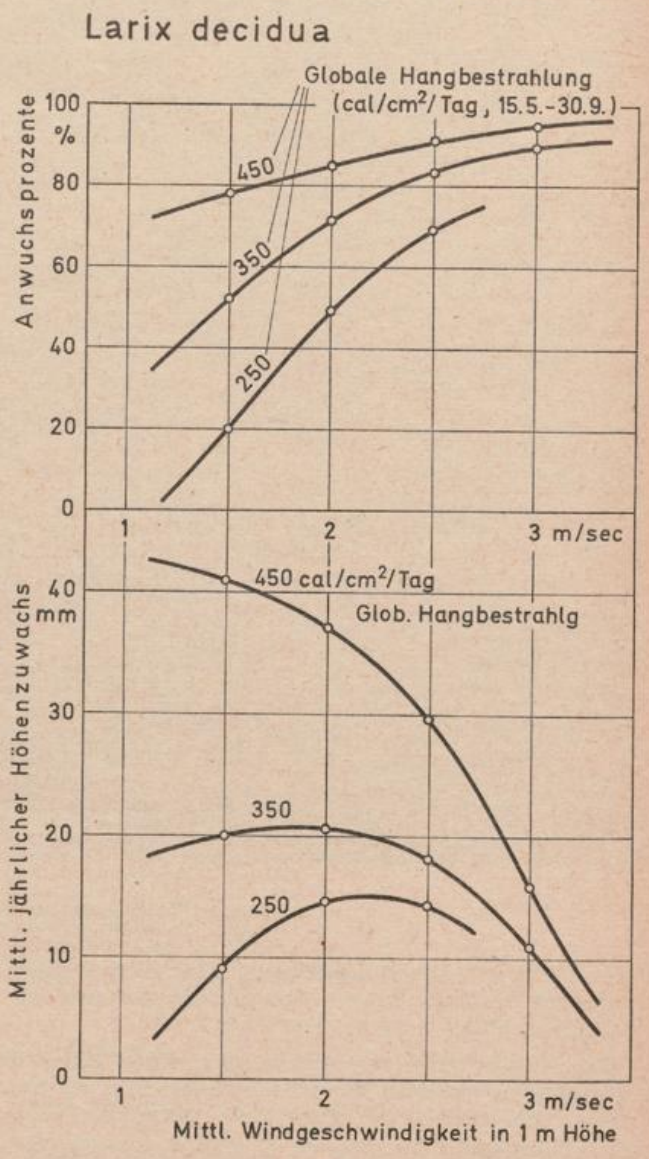


Abb. 5
Einfluß von globaler Hangbestrahlung und Windgeschwindigkeit auf den Anwuchserfolg (oben) und auf den jährlichen Höhenzuwachs (unten) von jungen Lärchen-Kulturen unter natürlichen Bedingungen (Versuchsgelände Stillberg, Periode 1960—1967).

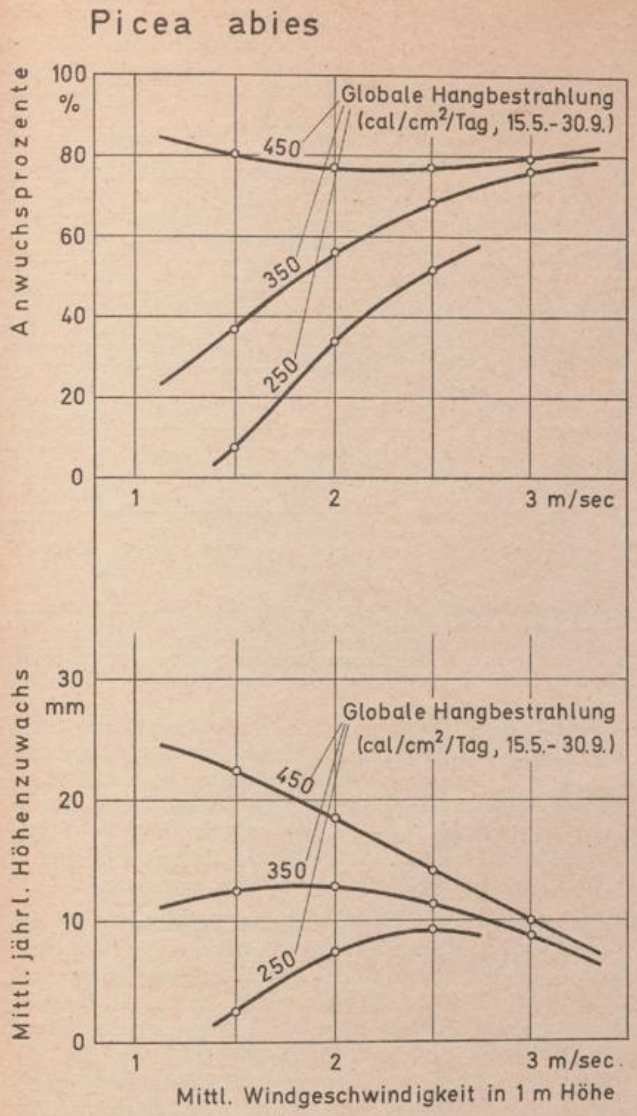


Abb. 6

Einfluß von globaler Hangbestrahlung und Windgeschwindigkeit auf den Anwuchserfolg (oben) und auf den jährlichen Höhenzuwachs (unten) von jungen Fichten-Kulturen unter natürlichen Bedingungen (Versuchsgelände Stillberg, Periode 1960—1967).

Bestrahlungsklassen 250, 350 und 450 cal/cm²/Tag sowie für die Windgeschwindigkeitsklassen 1.5, 2.0, 2.5 und 3.0 m/sec, in Übersicht gebracht. So wird deutlich, daß im allgemeinen eine Zunahme des Höhenwachstums mit zunehmender Strahlung festzustellen ist, daß die Strahlung aber weitaus die größte Wachstumssteigerung auf schwach bewindeten Standorten erzielt, während an stark windexponierten Stellen zunehmender Strahlungsgenuß nur noch schwach höhenwuchssteigernd wirkt.

Der Windeinfluß auf den Höhenzuwachs erweist sich als ganz verschieden je nach Strahlungsgenuß der Standorte: bei starker Bestrahlung ist ein ganz bedeutender Rückgang des Höhenwachstums mit dem Wind zu beobachten, aber überraschenderweise nimmt auf schwach bestrahlten Hängen die geringe Wachstumsleistung mit dem Wind zunächst etwas zu, um erst bei größerer Windgeschwindigkeit wieder abzufallen. Standorte mit mittleren Strahlungssummen verhalten sich bezüglich Höhenzuwachs bei zunehmender Windexponiertheit weitgehend indifferent.

Hinsichtlich Höhenzuwachs der überlebenden Setzlinge erweisen sich also sowohl für Lärche als auch für Fichte sonnige und zugleich windgeschützte Standorte eindeutig am günstigsten. Eine starke Windexponiertheit (3 m/sec) wirkt in allen Bestrahlungsbereichen sehr ungünstig. Am schlechtesten aber wirkt sich nach den bisherigen Versuchen die Kombination von Windschutz und Beschattung aus.

In Übereinstimmung mit letzterem Befund steht, daß die Anwuchsprozente an Standorten, die schwach bewindet und zugleich schwach bestrahlt werden, minimal ausgefallen sind (Lärche 20%, Fichte 7%). Dagegen haben sich die stark windexponierten und zugleich strahlungsreichen Versuchsorte auf die Überlebenschance insbesondere der Lärche am besten ausgewirkt (ca. 90% Anwuchserfolg); die Fichte erreichte bei guter Besonnung in allen durch Messung erfaßten Windgeschwindigkeitsbereichen großen Anwuchserfolg (80%).

In dieses „bioklimatische Modell" fügen sich lediglich die im Reitgrasrasen *(Calamagrostietum villosae)* ausgeführten Kulturen nicht ein. Diese Pflanzengesellschaft stellt für die jungen Bäume eine exzessiv starke Vegetationskonkurrenz dar, welche zum fast vollständigen Eingehen der Forstkulturen geführt hat.

4. Diskussion der Ergebnisse

Zur Erklärung des geschilderten, standörtlich sehr unterschiedlichen Anwuchserfolges und Höhenzuwachses muß grundsätzlich der gesamte ökologische Faktorenkomplex in Betracht gezogen werden, da wir es nicht mit Laborexperimenten unter künstlich vereinfachten Bedingungen zu tun haben, sondern mit Faktorenkombinationen, wie sie in der Natur tatsächlich gegeben und während der langen Versuchsdauer wirksam waren.

Unter Laborbedingungen hat TRANQUILLINI (9) im klimatisierten Windkanal bei veränderlicher Windgeschwindigkeit, aber sonst während jeweils 24 Stunden konstant und optimumnahe gehaltenen Bedingungen (Lufttemperatur 20° C, rel. Luftfeuchtigkeit 50%, Beleuchtungsstärke 30 klx: entspricht einer Globalstrahlung von rund 0,4 cal/cm²min, Bodentemperatur 15° C, optimale Wasserversorgung) festgestellt, daß Transpiration und Netto-Photosynthese der Lärche um rund 10% ansteigen, wenn sich die Windgeschwindigkeit von 0.5 auf 4.0 m/sec erhöht, wobei der größte Teil dieser bescheidenen Transpirations- und Assimilationssteigerung bereits bei einem Wind von 1.5 m/sec erreicht wird. Bei der Fichte war in diesen Versuchen eine leichte Depression (10%) der beiden Gaswechselprozesse mit zunehmender Windgeschwindigkeit zu beobachten.

Auf die Verhältnisse im Freiland können diese interessanten Ergebnisse nicht direkt übertragen werden. Die von TRANQUILLINI benützte Lichtquelle dürfte im 12stündigen Tag eine Strahlungssumme von rund 300 cal/cm² ergeben haben; die Versuche sind — verglichen mit unseren Freilandexperimenten — also im unteren bis mittleren Strahlungsbereich durchgeführt worden, außerdem bei höheren Temperaturen und besserer Wasserversorgung, als es den natürlichen Bedingungen im subalpinen Freiland entspricht. Andererseits haben im bodennahen Bereich unserer Forstkulturen geringere Windgeschwindigkeiten geherrscht als in der Meßhöhe von 1 m angezeigt wurde (6).

Die Temperatur ist für Forstpflanzungen im Bereich der oberen klimatischen Waldgrenze zweifellos als Minimumfaktor zu betrachten. In diesem niedrigen Temperaturniveau reagiert das Pflanzenwachstum auf Temperaturunterschiede besonders empfindlich. Durch den Wind wird der Boden stark besonnter Standorte abgekühlt und außerdem wahrscheinlich das Wassersättigungsdefizit in Pflanzen und Boden erhöht. Abb. 7 zeigt, daß wir an windexponierten Stellen (3 m/sec) im Durchschnitt um 5° eT tiefere Temperaturen (gemittelt über Tag und Nacht und die ganze Vegetationsperiode) beobachten können als auf windschwachen Standorten (1.5 m/sec) bei gleich starker Bestrahlung. Andererseits

können wir der Darstellung in Abb. 7 entnehmen, daß auf den strahlungsarmen Geländeteilen die Bodenoberflächentemperatur etwas ansteigt, wenn der Wind zunimmt. Dies hängt offenbar damit zusammen, daß schwach bewindete und zugleich schwach bestrahlte Hänge infolge geringer Verdunstung eine dichte Vegetationsdecke mit ständig feuchtem Moosunterwuchs tragen (*Empetro-Vaccinietum* mit Etagenmoos), und daß mit zunehmendem Wind und zunehmender Bestrahlung die Zwergstrauch-Vegetationsdecke zunehmend lockerer und trockener wird, so daß dem Boden durch Wind und Strahlung mehr Wärme zugeführt werden kann, bis

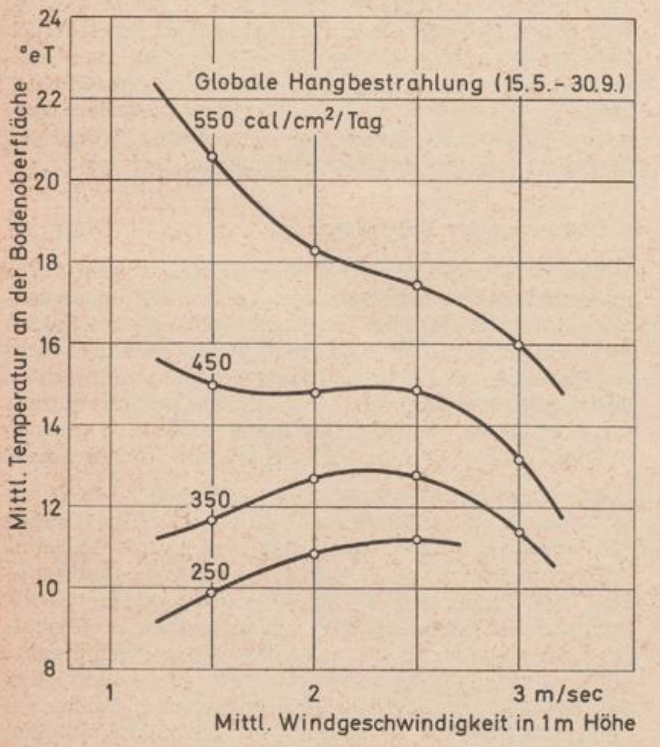


Abb. 7
Durchschnittliche Bodenoberflächentemperaturen in Abhängigkeit von globaler Hangbestrahlung und Windgeschwindigkeit unter natürlichen Bedingungen (Versuchsgelände Stillberg, schneefreie Vegetationsperiode 1962), Messungen der exponentiellen Temperaturmittel nach der Methode PALLMANN (5) (7) (8)

schließlich ab einer kritischen Windgeschwindigkeit der Entzug fühlbarer und latenter Wärme durch den Wind überwiegt und daher die Bodentemperatur mit zunehmendem Wind wieder absinkt.

Diese Steuerung des Wärme- und Wasserhaushaltes durch Strahlung und Wind wird als hauptmaßgeblich für die festgestellten Unterschiede im Pflanzenwachstum angesehen.

Theoretische Überlegungen, kombiniert mit empirischen Untersuchungen des Energiehaushaltes von Pflanzenblättern (2) lassen einen sehr ähnlichen, differenzierten Einfluß von Strahlung und Wind auf die Transpiration (und damit auf die Netto-Photosynthese) erkennen (Abb. 8): bei großer Strahlungsbilanz reduziert zunehmender Wind die Übertemperatur der Blätter und damit auch die Transpiration recht stark, hingegen wird bei einer Strahlungsbilanz nahe Null (im Schatten) dem transpirierenden und daher unterkühlten Blatt durch Luftbewegung fühlbare Wärme zugeführt und die Transpiration wird erhöht.

Neben all diesen Effekten werden auf den windexponierten Standorten sicherlich auch Frosttrocknisschäden und der Windeffekt auf die Pflanzengestalt (Verbuschung) die Höhenzuwachsraten beeinflußt haben.

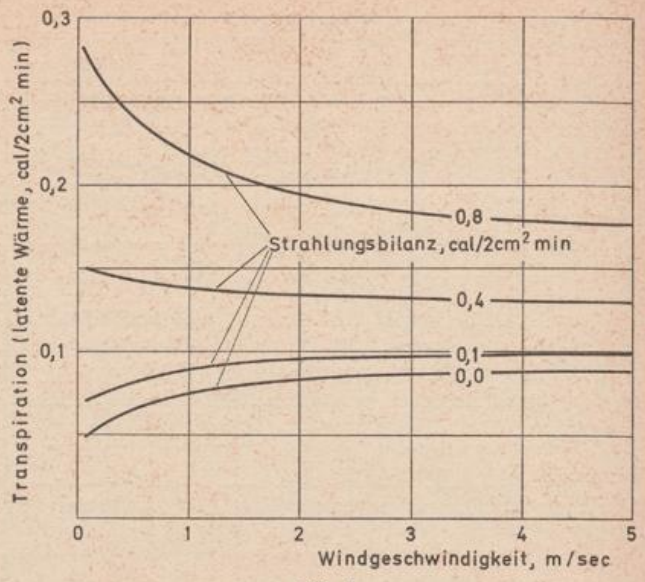


Abb. 8
Energieaequivalent der Transpiration von Pflanzenblättern in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und von der Strahlungsbilanz unter vereinfachten Versuchsbedingungen (50% rel. Luftfeuchtigkeit, 25° Lufttemperatur, 0,067 min/cm Blatt-Diffusionswiderstand, gute Wasserversorgung) nach KNOERR (2).

Eine Beeinträchtigung des Pflanzenwachstums durch die Schneebewegungen konnte nicht festgestellt werden, weil die Pflanzen die Schneeschutzphase noch nicht verlassen haben (4). Kulturen auf Plätzen mit langer Schneebedeckung (mittlere Ausaperung am 1. Juni oder später) wurden nur sehr wenige ausgeführt; sie sind in obiger Darstellung der Resultate nicht enthalten.

Infolge verhältnismäßig geringer Pflanzenzahlen hat der beschriebene Versuch den Charakter eines Tastversuches. Um bei den im Versuchsgelände gegebenen mannigfaltigen Faktorenkombinationen eine statistische Faktorenanalyse durchführen zu können, planen wir in den nächsten Jahren auf einem viel größeren Teil des Versuchsgeländes ein ökologisches Pflanzungsexperiment mit 120 000 Pflanzen und drei Baumarten (Arve, Lärche, Spirke), wodurch Gewähr besteht, daß auch die relativ selten vorkommenden Faktorenkombinationen sowie die Gesichtspunkte der Schneedynamik und eines abgestuften, unterschiedlich starken Lawinenschutzes Berücksichtigung finden. Aus diesen weiteren, z. T. rein physiologischen Versuchen wird mit größerer Bestimmtheit hervorgehen, inwieweit das vorgestellte, vorläufige Wind-Strahlungsmodell Gültigkeit hat und unter welchen Bedingungen andere Faktoren entscheidend werden.

Literatur

(1) IN DER GAND, H.; RYCHETNIK, J.: Dauer der regulären Schneebedeckung der Pegelstandorte im Bereich der Testpflanzungen EAFV, Versuchsfläche Stillberg/Davos. Eidg. Inst. Schnee- u. Lawinenforsch., Interner Bericht Nr. 507 (1970) 14 S.

(2) KNOERR, K. R.: Contrasts in energy balances between individual leaves and vegetated surfaces. Proc. Ann. Techn. Meet. Inst. Environm. Sci. 1965, S. 615–623.

(3) KUOCH, R.: Aufforstungsversuche in Lawinenanrißgebieten der potentiellen Waldstufe (Dischma/Stillberg GR). Eidg. Anst. forstl. Vers.-Wes., Kurzmitt. Nr. 17 (1959).

(4) KUOCH, R.; AMIET, R.: Die Verjüngung im Bereich der oberen Waldgrenze der Alpen mit Berücksichtigung von Vegetation und Ablegerbildung. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers.-Wes. 46 (1970), S. 159–328.

(5) LEE, R.: Chemical Temperature Integration. J. appl. Meteor. 8 (1969) S. 423—430.

(6) NÄGELI, W.: Der Wind als Standortsfaktor bei Aufforstungen in der subalpinen Stufe. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers.-Wes. 47 (1971).

(7) PALLMANN, H.; EICHENBERGER, E.; HASLER A.: Eine neue Methode der Temperaturmessung bei ökologischen und bodenkundlichen Untersuchungen. Ber. Schweiz. Bot. Ges. 50 (1940) S. 337—362.

(8) SCHMITZ, W.: Meßprobleme bei reaktionskinetischen Untersuchungen mit dem Kreispolarimeter, dargestellt am Beispiel der reaktionskinetischen Temperaturmessung. Zeiss. Mitt. 3 (1964) S. 227—249.

(9) TRANQUILLINI, W.: Photosynthese und Transpiration einiger Holzarten bei verschieden starkem Wind. Cbl. ges. Forstwes. 86 (1969) S. 35—48.

(10) TURNER, H.; TRANQUILLINI, W.: Die Strahlungsverhältnisse und ihr Einfluß auf die Photosynthese der Pflanzen. Mitt. Forstl. Bundes.-Vers.-Anst. Mariabrunn 59 (1961) S. 69—103.

(11) TURNER, H.: Die globale Hangbestrahlung als Standortsfaktor bei Aufforstungen in der subalpinen Stufe. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers.-Wes. 42 (1966) S. 109—168.

(12) TURNER, H.: Reliefbedingte Mikroklimate und ihr Einfluß auf die Vegetationsverteilung im Hochgebirge. Vortr. 10. Internat. Tag. Alpine Meteor., Grenoble, 1968.

(13) URFER-HENNEBERGER, Charlotte: Neuere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpental (Dischmatal bei Davos). Arch. Meteor. Geophys. Biokl., Ser. B 18 (1970) S. 21—42.

(14) WADSWORTH, R. M.: An optimum wind speed for plant growth. Ann. Bot. N. S. 23 (1959) S. 195—199.

(15) WARREN WILSON, J.: Notes on wind and its effect in arctic-alpine vegetation. J. Ecol. 47 (1959) S. 415—427.

P. v. DESCHWANDEN

DK 551.586 : 614

Wetter und Mikrobiologie der Luft einer Alpenstation

Zusammenfassung

Mikrobiologische Untersuchungen der Luft einer Alpenstation erfordern zahlreiche klimabedingte methodische Anpassungen: die üblichen Tieflandverfahren können nicht einfach übernommen werden. Luftuntersuchungen sind durch mikrobiologische Untersuchungen der Niederschläge zu ergänzen.

Der Keimgehalt der Luft sowie das Vorkommen von Schimmelpilzen und deren jahreszeitliche Schwankungen entspricht den Erwartungen und scheint dem Jahresgang ländlicher Gegenden im Tiefland zu entsprechen. Genaue quantitative Aussagen wären wünschenswert, sind aber schwierig zu erhalten.

Die Untersuchungen der Niederschläge ergeben nur im Winter andere relative Werte als in der Luft. Wie übrigens theoretisch erwartet werden kann, überwiegen Schimmelpilze in Sommer-Niederschlägen quantitativ gegenüber Winter-Niederschlägen. Die Häufigkeit des Auftretens von Schimmelpilzen in Sommerniederschlägen unterscheidet sich nicht gegenüber den Winterhäufigkeiten. Die Verteilung auf Gewitter- und Schauerniederschläge, Nebelniederschläge und Niederschläge länger dauernder Schlechtwetterperioden entspricht mindestens medizinischen Erfahrungen: am ungünstigsten sind langdauernde Regenperioden.

Schneeprofile zeigen einen unregelmäßigen Wechsel keim- und pilzreicher und -armer Schichten. Die Annahme, daß die Zufuhr von keim- und sporenhaltigem Material durch den Wind eine wichtige Ursache dieser Verteilung ist, dürfte eine durch die bisherigen Untersuchungen gestützte Arbeitshypothese sein.

1. Einleitung

Im folgenden Kurzreferat sollen die ersten Ergebnisse mikrobiologischer Untersuchungen von Luft und Niederschlägen in Adelboden (Berner Oberland, 1360 m ü. M.) zusammengefaßt werden. Anlaß zu diesen Untersuchungen sind Beobachtungen in der ärztlichen Praxis über die Meteorotropie verschiedener Krankheiten der Luftwege. Grob schematisiert begegnet der Arzt auf mittlerer Höhe drei ganz verschiedenen Typen von Affektionen der Schleimhäute und Luftwege:

1. dem „Schönwetter- oder Pollentyp", d. h. dem bekannten Heuschnupfenpatienten, dessen Schleimhäute der Augen und Luftwege (inkl. Bronchien) bei schönem Wetter und mittlerem Wind am meisten leiden,
2. dem „Nebelasthmatiker" ohne Bindehautentzündung der Augen, aber mit Beteiligung der oberen Luftwege und besonders der Bronchien, und
3. dem „Schlechtwetter-Bronchitiker".

Die Notwendigkeit, Wetter und Mikrobiologie der Luft im Zusammenhang mit der Entwicklung dieser Krankheiten, besonders im eher „reinen" Alpengebiet, zu untersuchen, drängt sich auf, umso mehr, als während der letzten Jahre mehrfach von Allergolgogen auf die pathogene Rolle verschiedener Pilze neben Pollen und bestimmten chemischen Verbindungen im Staub hingewiesen wurde. Es lag deshalb nahe, die mikrobiologischen Verhältnisse der Luft und der Niederschläge vorerst qualitativ zu untersuchen und dabei die Pilze besonders zu berücksichtigen und ferner zu überprüfen, ob Zusammenhänge zwischen besonderen Wetterlagen einerseits und der quantitativen und qualitativen Verteilung von Bakterien und Pilzen andererseits bestehen, Zusammenhänge, die das zeitweise gehäufte Vorkommen des einen oder anderen Krankheitstyps erklären könnten.

2. Methodik

Zur mikrobiologischen Untersuchung der Luft wurden folgende Verfahren herangezogen:

1. HIRSTsche Sporenfalle
2. Exposition von Agarplatten (Standard-Agar, Sabouraud-Agar und Würze-Agar)
3. Luftfiltration im IMPINGER-Gerät, Auffangen der Bakterien in Bouillon und Weiterverarbeitung
4. Untersuchung der Niederschläge auf Staub, Keimzahl und Pilze:

   Filtration der steril aufgefangenen Niederschläge durch Membranfilter (= MF) und anschließend Kultur auf geeigneten Nährböden (Standard-, Sabouraud- und Würze-Agar, bei Bedarf auch Endo-Nährböden). Der Schnee wird unter sterilen Bedingungen geschmolzen.

   Zugabe von noch flüssigem Agar (Standard-, Sabouraud- und Würze-Agar) zu je 1 ml flüssigem, steril aufgefangenem Niederschlag und Kultur.

5. Mikrobiologisches Schneeprofil:

   Mehrmalige sterile Entnahme von Schnee in verschiedener Tiefe (Abstechen mit sterilem, dicht

schließendem Spezialreagensglas) und Verarbeiten nach Schmelzen wie flüssige Niederschläge. Die Schmelzwassermenge wird notiert und dient zur Berechnung der Keimzahl pro 100 ml Schmelzwasser. Makroskopisch auf oder in der Schneedecke sichtbare Pflanzenreste werden gesammelt, bestimmt und im Profil berücksichtigt.

6. Exposition von Bakterienkulturen (*Staph. albus, Staph. aureus haemolyticus, Escheria coli* und *Proteus vulgaris*), im Freien und gleichzeitig im Labor. Vergleich des Wachstums nach 24 und 48 Stunden.

7. Die gezüchteten Keime wurden im Prinzip soweit möglich differenziert. Schon die ersten Ergebnisse dieser aufwendigen Arbeit zeigten, daß mehrjährige Untersuchungen notwendig sind, um einigermaßen sichere Aussagen über die Witterungsabhängigkeit einzelner Arten machen zu können. Über die speziellen mikrobiologischen Untersuchungen wird später berichtet werden.

   Die HIRSTsche Sporenfalle wurde neben und gleichzeitig mit den exponierten Agarplatten betrieben, weil etliche Pilze nur auf dem Objektträger der HIRSTschen Sporenfalle (z. B. *Ustilago, Tilletina*) oder nur auf der exponierten Platte (diverse *Penicillium*- und *Aspergillus*-Arten) nachweisbar sind.

   Exponierte Platten sind sehr gefährdet, besonders an repräsentativen Standorten: Kältewirkung, Austrocknen, Fliegen usw. Daher erfordert die Wahl des Standortes und der Expositionszeit besondere Aufmerksamkeit. Noch anfälliger erwies sich die mikrobiologische Kontrolle der Luft mit dem IMPINGER-Gerät, besonders im Winter.

3. Ergebnisse

1. Eine Fülle von Ergebnissen bestätigen längst Bekanntes oder illustrieren Selbstverständliches, daher wird auf die Widergabe zu Gunsten wesentlicher Befunde verzichtet.

2. Der Bakteriengehalt der Luft ist in Adelboden höher als auf dem Jungfraujoch, dürfte aber unter demjenigen des Tieflandes liegen.

3. Im Rahmen der Luftuntersuchungen fällt vorerst auf, daß während des Winters etwa gleichviel Bakterien wie Schimmelpilze, im Sommer jedoch deutlich mehr Schimmelpilze als Bakterien gefunden werden. Gesicherte quantitative Werte sind schon von den Untersuchungsobjekten her nicht zu erwarten (z. B. mehrfach unzählbare Mengen von Schimmelpilzen im Sommer). Im Winter verhält sich die Keimzahl zur Zahl der Schimmelpilze wie etwa 1:1, im Sommer übersteigt das Verhältnis 1:8 wegen der nicht seltenen „unzählbaren" Schimmelpilzkolonien.

4. Mikrobiologische Untersuchung von Niederschlägen

Niederschläge, sowohl Regen wie Schnee, enthalten Bakterien und Schimmelpilze im Winter wie im Sommer. Wird nur jeweils 1 ml Niederschlag untersucht, erhält man eine Häufigkeit positiver Resultate von 85% in Winter-Niederschlägen und von 65% in Sommerniederschlägen. Sobald aber mehr als 5 ml untersucht werden, findet man in allen untersuchten Proben Bakterien und Schimmel. Damit fällt meines Erachtens auch das 1-ml-Verfahren dahin.

Der bakteriologische Keimgehalt von Niederschlägen kann einigermaßen abgeschätzt werden, wenn größere Mengen als 5 ml untersucht werden. So erhielten wir durchschnittlich 53 Keime/100 ml in den Winter-Niederschlägen und keine „unzählbaren Proben" gegenüber 144 Keime/100 ml in den 84% der zählbaren Proben der Sommerniederschläge. 16% der erhobenen Sommerproben sind wegen zu starken Wachstums oder Überwachsens nicht zählbar; sie fielen ausschließlich während Gewittern.

Ähnliche Veränderungen zeigen die Schimmelpilze. In allen Proben, die während des Winters gesammelt wurden, und in rund 93% der Sommerniederschläge sind Pilze nachweisbar, häufiger und in größerer Anzahl auf den Sabouraud-Agar-Platten als auf den Würze-Agar-Platten. 57% der Sommer-Sabouraud-Platten müssen als „nicht zählbar" taxiert werden im Vergleich zu 36% der Würze-Platten und 16% der Bakterienkulturen. Proben mit massenhaftem oder sehr raschem Wachstum sind im Sommer deutlich häufiger als im Winter.

Um eine eventuelle Abhängigkeit zwischen Keimzahl bzw. Zahl der Schimmelpilze in den Niederschlägen von besonderen meteorologischen Ereignissen zu prüfen, wurden die Niederschläge auf 3 Gruppen verteilt:

Niederschläge (Regen und Hagel), die während Gewittern bzw. Gewittertagen fielen,

Niederschläge, die gleichzeitig mit Nebel fielen, und Niederschläge, die während Tagen ohne Gewitter, ohne Schauer und ohne Nebel, während längerer Niederschlagsperioden fielen („Landregen-Niederschläge").

Die Keimzahlen wurden jeweils auf 100 ml Niederschlag berechnet. Aus *Gewitter*-Niederschlägen (ausschließlich Sommer) wurden mehr als 220 Bakt./100 ml (ohne die nicht zählbaren Proben) und 470 Schimmelpilze auf Sabouraud-Agar (bzw. 400 Schimmelpilze auf Würze-Agar) isoliert.

Aus *Nebel*-Niederschlägen im Sommer 89 Bakt./100ml und, ohne die nicht zählbaren Proben, 116 Schimmelpilze auf Sabouraud-Agar (bzw. 174 Schimmelpilze auf Würze-Agar), während des Winters dagegen 48 Bakt./100 ml, d. h. ca. 50% der Sommerwerte und unzählbare Schimmelpilze, d. h. erheblich mehr als im Sommer.

Die *Lang-Perioden*-Niederschläge enthalten im Sommer 32 Bakterien und 800 (Sabouraud) bzw. 43 (Würze) Schimmelpilze, im Winter 46 Bakterien und 10 Pilze.

Bei aller Vorsicht gegenüber einer quantitativen Betrachtung derartiger Zahlen dürften immerhin zwei Vermutungen der Mediziner berechtigt sein, nämlich:

1. das relativ häufige Auftreten von Pilzen und Sporen im Nebel, sowohl im Winter wie im Sommer, und
2. der ungünstige Einfluß länger dauernder Niederschläge auf Bronchitiker und bestimmte Asthmatiker.

Daß die luftreinigende Wirkung von Gewittern besonders mit der HIRSTschen Sporenfalle, aber auch mit anderen Methoden nachgewiesen werden kann, sei lediglich noch erwähnt.

5. Mikrobiologische Untersuchungen an Schneeprofilen

Schon die ersten Ergebnisse mikrobiologischer Niederschlagsuntersuchungen, aber auch die Tatsache, daß die Schneedecke eine Art Sediment ist, verleiten zum Versuch, auch eine Art mikrobiologischer Stratigraphie zu betreiben. Wichtig ist, daß mehrere Proben auf gleicher Höhe entnommen werden, eine einzige Probe könnte ja gerade eine keimreiche Linie erfassen.

Alle Schneeprofile, unabhängig vom Grad der Metamorphose, zeigen im Profil eine unregelmäßige

Verteilung von Keimzahl und Anzahl der Schimmelpilze (s. Tabelle). Eine sichere Beziehung zum Alter der Schneedecke besteht nicht.

einflußt, die sich auf, in und unter der Schneedecke auf den Schnee selbst auswirken. Es ist denkbar, daß die intensive Strahlung, die auf die Schneeoberfläche

Verteilung der Bakterienzahl (B) und Anzahl der Schimmelpilze (Sch) in Schneeprofilen.

Tiefe (cm)	Adelboden 1356 m ü. M. 15. 3 70 B	Sch	Adelboden 1356 m ü. M. 6. 4. 70 B	Sch	Tatlen (Tatlishorn) 2020 m ü. M. 1. 8. 70 B	Sch	Ammertengrat 2444 m ü. M. 6. 9. 70 B	Sch
0					∞	351	0	20
—2	121		50		117	167	18	44
—5	—		—		∞	267	—	—
—10	0		3070		∞	334	13	51
—20	0		1219		117	∞	14	71
—30	124	14	1027		134	∞	15	30
—40	0		13		∞	816	144	49
—50	0		11		251	501	16	16
—60	0		2241		49	67	0	17
—70	14		142		436	53	20	18
—80	13		6		272	108	34	102
—90	0		19		∞	272	0	274
—100	0		89				24	153
—110	6		319	102				
—120			45					
—130			12					
—140			284					
—150			34					

Bei der Untersuchung des Schneeprofils von Tatlen fiel bereits makroskopisch eine Anreicherung von Pflanzenresten auf einigen Niveaux auf, und zwar in einer Anordnung, die eher für Windwirkung als für Lawinen spricht. Das Schneefeld Tatlen liegt an der E-Flanke der Gemmipaß-Rinne im Gegensatz zum praktisch nur nach E offenen, sonst aber gut gegen Wind geschützten Schneefeld vom Ammertengrat (Lawinen sind hier ausgeschlossen).

Die unregelmäßige Verteilung auf verschiedenen Niveaus innerhalb des gleichen Profils, so z. B. Tatlen und Ammertengrat, aber auch Station am 15. 3. und 16. 4. läßt an eine Zufuhr von sporen- und keimhaltigem Material durch den Wind denken. Einmal deponiert, werden die Lebewesen, besonders deren Dauerformen, von den physikalischen Faktoren beeinfällt, diese keimarm bis keimfrei macht — die stark verschmutzte Oberfläche des Profils Tatlen spricht nicht gegen diese Annahme.

6. Exponierte Bakterienkulturen

Vorbedingung einer verwertbaren Exposition ist das Aufrechterhalten einer maximalen Luftfeuchtigkeit in der Petri-Schale. Bei den so angelegten Versuchen konnte im Gegensatz zum Jungfraujoch kein signifikanter Unterschied im Bakterienwachstum zwischen den in der Sonne und den im Labor exponierten Platten festgestellt werden.

Literatur

Das Literaturverzeichnis kann beim Verfasser angefordert werden.

K. PÖTZL*) und R. SLÁDKOVIČ

DP 551.510.41 : 551.510.42 : 551.577.13 : 551.515.8

Chemische Hauptkomponenten des Aerosols in 1800 m NN in Abhängigkeit von Luftkörpereigenschaft und Austausch

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit berichtet über erste Ergebnisse einer Untersuchung über die Zuordnung typischer chemischer Aerosolzusammensetzungen zu Luftmassen-Typen. Die Aerosolprobenahme erfolgt an einer von lokalen Quellen freien Bergstation in 1780 m NN durch Absaugen definierter Luftmengen über Membranfilter. Die Probenahme-Intervalle werden nach meteorologischen Gesichtspunkten gewählt und soweit möglich mit Luftmassen-Wechseln synchronisiert. Es erfolgt spurenanalytische quantitative Bestimmung folgender Einzelelemente in der auf den Filtern gesammelten Aerosolmasse:
Wasserlösliche Bestandteile: Na^+, K^+, Ca^{++}
Wasserunlösliche Bestandteile: CaO, Fe_2O_3, SiO_2, Al_2O_3.

Die Teilkonzentrationen werden einer Reihe meteorologischer Parameter zugeordnet und deren Einfluß diskutiert:
1) Niederschlagsstärke, 2) Temperatureinfluß, 3) Luftmassencharakter, 4) Vertikalaustausch.

Die bisherigen Ergebnisse aus dem Winter 1969/70 zeigen außerdem, daß überregional gültige Aussagen von folgenden Bedingungen abhängen:

a) Messung in ausreichender Höhe über NN
b) Freiheit von lokalen Aerosolquellen
c) Berücksichtigung aller meteorologischen Parameter, vor allem des Vertikal-Austausches und des jahreszeitlichen Ganges
d) Langfristige Messungen zur Gewinnung ausreichenden Zahlenmaterials.

Unter diesen Voraussetzungen lassen sich definierten Luftmassen typische Aerosolzusammensetzungen zuordnen und grundlegende Aussagen machen über Art, Ausmaß und langzeitliche Veränderungen von Luftverunreinigungen kontinentalen Ausmaßes.

Abstract

This study discusses initial results of an investigation concerning the attachment of typical chemical aerosol composition with defined types of air masses. Aerosols were sampled on mebrane filters during 6 months at a mountain station (1780 m a. s. l.) that is free from local pollution. Intervals of sampling are selected by meteorological aspects and, to the extent possible, synchronized to air mass changes. By quantitative trace analysis the following individual elements found in the aerosol mass are determined:
Water-soluble constituents: Na^+, K^+, Ca^{++};
Constituents insoluble in water: CaO, Fe_2O_3, SiO_3, Al_2O_3.

They are correlated with certain meteorological parameters:
1) precipitation rate, 2) effect of temperatur, 3)characteristics of air masses, 4) vertical mass exchange.

The results further demonstrate that statements of supraregional application are dependent upon the following conditions:

a) measurements at a sufficient altitude a. s. l.;
b) freedom from local pollution;
c) consideration of all meteorological parameters, particularly vertical mass exchange and seasonal variation.
d) long-term recordings to secure comprehensive data.

Under these conditions typical aerosol compositions may be correlated with air masses characteristics, and fundamental statements made concerning kind, extent, and long-term variations in air impurities on a continental scale.

*) Vortragender

1. Einleitung

Unsere Forschungsstelle unterhält im Raum der nördlichen Kalkalpen ein Stationsnetz, das sich aus drei Observatorien mit geringem Basisabstand bei gleichzeitig großer vertikaler Höhenstaffelung aufbaut. Es sind dies die Zentrale des Instituts in Garmisch-Partenkirchen (725 m NN) und die beiden Bergobservatorien Wankgipfel (1780 mNN) und Zugspitzgipfel (3000 m NN). Im Rahmen der unser Hauptarbeitsgebiet darstellenden Erforschung der unteren Troposphäre werden an allen drei Stationen kontinuierlich Messungen und Registrierungen aller wichtigen meteorologischen, physikalischen und chemischen Parameter vorgenommen und miteinander korreliert. Es werden so zwei „Stockwerke" der unter Troposphäre von je etwa 1100 m Mächtigkeit erfaßt, deren Feinstruktur noch zusätzlich durch Funkübertragung einiger Meßdaten von fahrenden Seilbahngondeln ergänzt wird.

Besonderes Augenmerk wird innerhalb dieses komplexen Aufgabenkreises auf die Aerosole gerichtet, worauf R. REITER in seinem Vortrag auf dieser Tagung bereits näher eingegangen ist. Aerosole spielen ja keineswegs nur als künstliche Luftverunreinigung eine Rolle, etwa in Form von Staub, Industrie- und Verkehrsemissionen oder von radioaktiven Spaltprodukten aus Kernexplosionen. Sie sind vielmehr — wie man in neuerer Zeit zunehmend erkennt — an zahlreichen Vorgängen in der Atmosphäre nicht unwesentlich beteiligt.

Wir haben deshalb damit begonnen, über einen längeren Zeitraum hinweg laufend die chemische Natur dieser von örtlichen Quellen unabhängigen Aerosolzusammensetzung in reiner Luft systematisch zu untersuchen. Die gewonnenen Meßwerte geben die Konzentration der wichtigsten anorganischen Aerosolkomponenten wieder und werden in Beziehung gesetzt zu den im Probenahmegebiet gleichzeitig herrschenden atmosphärischen Bedingungen. Es sollen so die Zusammenhänge zwischen der Aerosolzusammensetzung und der Natur bestimmter Luftkörper sowie die Einfluß von Austauschvorgängen in der entsprechenden Luftschicht erkannt werden.

Derartige Untersuchungen in unverfälschter Reinluft bilden im übrigen auch eine dringend benötigte Grundlage jeder sicheren Beurteilung der zunehmenden, schleichenden Luftverschmutzung unseres Lebensraumes durch die Auswirkungen der menschlichen Zivilisation. Sie stellen hierfür den „Background" dar, der bei allen genaueren Betrachtungen über örtliche oder regionale Verunreinigungen der Atmosphäre notwendig mit in Betracht zu ziehen ist.

Im folgenden wird über die angewandten Arbeitsmethoden und bisher vorliegende Ergebnisse berichtet.

2. Arbeitstechnik

Die Probenahme erfolgt an der Station Wankgipfel (1780 m NN). Diese Station liegt auf einem freien Bergrücken, fernab von lokalen Aerosolquellen und durch den Bewuchs der Umgebung mit Gras und Latschen weitgehend geschützt gegen Winderosionen.

Das Auffangen der Aerosole geschieht durch Absaugen der Luft über Membranfilter von 10 cm Durchmesser mit Hilfe einer Kolbenschieberpumpe der Förderleistung 10 m³/Stunde.

Der Betrieb ist kontinuierlich und der jeweilige Filterwechsel wird soweit möglich meteorologischen Gesichtspunkten angepaßt, d. h. er erfolgt bei Luftmassenwechseln, Frontdurchgängen oder sonstigen auffallenden Veränderungen der atmosphärischen Grundbedingungen. Die Luftdurchsätze während dieser demnach bewußt unregelmäßigen Zeitintervalle schwanken zwischen 170 m³ min. und etwa 1000 m³ max. pro Filter

Nach der Exposition werden die Filter im Laboratorium mit destilliertem Wasser extrahiert und im Extrakt direkt die Konzentrationen der wasserlöslichen Ionen K^+, Na^+ und Ca^{++} auf flammenphotometrischem Weg gemessen. Zur Ermittlung der wasserunlöslichen Aerosolkomponenten werden anschließend die Filter in Platintiegeln verascht und die Asche nach Wägung einem alkalischen Schmelzaufschluß unterworfen und in verdünnter Schwefelsäure gelöst. In dieser Lösung werden die Oxide SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 sowie der wasserunlösliche Anteil des CaO photometrisch bestimmt. Spurenanalytische Methoden für Aufgaben dieser Art sind bereits an anderer Stelle veröffentlich worden (1).

Es ist noch darauf hinzuweisen, daß alle Arbeiten von der Probenahme an unter extrem sauberen Bedingungen und unter Anwendung reinster Chemikalien auszuführen sind. Ferner ist dem Mineralgehalt der Membranfilter durch entsprechende Blindanalysen Rechnung zu tragen. Er umfaßt dieselben chemischen Elemente, die bestimmt werden sollen und kann bei geringen Aerosolkonzentrationen die Menge der gesammelten Substanz erreichen oder sogar überschreiten.

3. Ergebnisse der Untersuchungen

Eine erste orientierende Versuchs-Serie im Rahmen der hier gestellten Aufgabe wurde bereits im ersten Quartal des Jahres 1969 unter den beschriebenen Bedingungen durchgeführt (2). Obwohl sie nur auf der schmalen Basis von 10 exponierten Filtern beruhte, konnten bereits einige wesentliche Erkenntnisse gewonnen werden:

a) Schwebstoffe in reiner Luft bestehen überwiegend aus Silikaten. Die Mengenverteilung der einzelnen Oxide entspricht etwa der in kristallinen Gesteinen. Eine Herkunft der Schwebstoffe aus der näheren — ausschließlich aus Kalksteinen bestehenden — Umgebung scheidet damit aus.

b) Der Einfluß bestimmter Luftkörper-Typen auf die Aerosol-Zusammensetzung ist deutlich. Kontinentale Luftmassen enthalten mehr Gesamtaerosol, SiO_2, Fe_2O_3 und — wider Erwarten — auch Na^+ als solche maritimen Ursprungs.

c) Es besteht eine starke Abhängigkeit der Schwebstoffkonzentration der Luft vom atmosphärischen Vertikalaustausch (Herantransport von verunreinigten Luftmassen aus dem Talraum bei hohen Werten des Austauschkoeffizienten).

Die vorliegende Untersuchung überspannt fast ohne Unterbrechung den Zeitraum vom 23. 9. 1969 — 11. 3. 1970. Das auf Grund von 40 Filterexpositionen während dieser Periode nunmehr bereits wesentlich größere Zahlenmaterial gestattet deshalb auch einen verfeinerten und tieferen Einblick in das komplexe System der Beziehungen zwischen Aerosolzusammensetzung und meteorologischen Parametern. Die folgenden Darstellungen sollen dies zeigen.

Eine allgemeine Übersicht gibt Abb. 1. Sie zeigt unter A die mittlere absolute Konzentration aller gemessenen chemischen Komponenten, unter B deren mittlere prozentuale Verteilung. Man erkennt sofort, daß SiO_2 weitaus den größten Anteil der Aerosolmasse darstellt — mehr als ein Drittel der Gesamtsumme über alle Komponenten — während K, CaO und Fe_2O_3 den geringsten Beitrag liefern. Die durchschnittliche absolute Konzentration bewegt sich dabei von 0,064 γ/m³ für Fe_2O_3 bis zu 0,32 γ/m³ für das SiO_2.

Es bestätigt sich also wieder die silikatische Natur der Schwebstoffe und auch die Verteilung der Oxide in einem Verhältnis, das etwa dem in kristallinen Gesteinen entspricht. Das Kalkgestein der näheren Umgebung

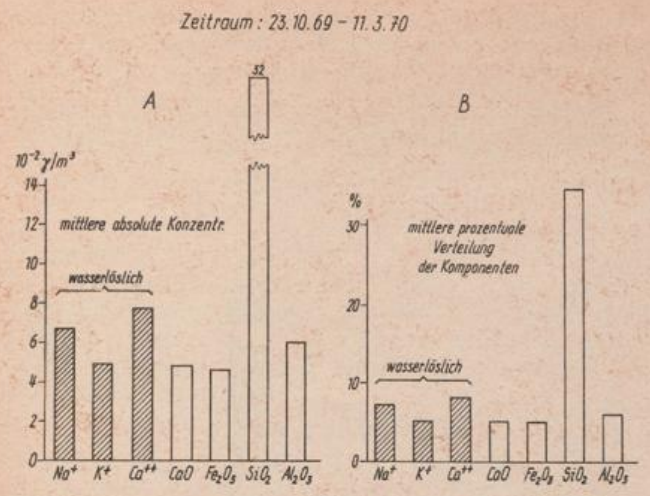


Abb. 1
Mittlere absolute Konzentration (A) und mittlere prozentuale Verteilung (B) der chemisch-quantitativ bestimmten Aerosolkomponenten während des Untersuchungszeitraumes.

ist offenbar von nur unwesentlichem Einfluß. Daraus darf geschlossen werden, daß den Messungen überörtliche Bedeutung zukommt und eine Verfälschung der Ergebnisse durch lokale Aerosolquellen nicht zu befürchten ist. Die Aerosolzusammensetzung wurde nun einzelnen meteorologischen Parametern zugeordnet:

1) Niederschlagsabhängigkeit

Als Kriterium wurde die Niederschlagsintensität gewählt, dargestellt durch die Formel:

$$I = N \cdot 100 / V.$$

Dabei ist N die Niederschlagsmenge in mm während der Exposition, V die durchgesaugte Luftmenge in m^3.

Als stark werden dabei solche Niederschläge beizeichnet für die $I = 2{,}6$ mm/m^3.

Für die in Abb. 2 wiedergegebene Darstellung der Niederschlagsabhängigkeit wurde folgende Auswahl getroffen:

Kein Niederschlag:
11 Expositionen; I im Durchschnitt 0

Schwacher Niederschlag:
13 Expositionen; I im Durchschnitt 1,4

Starker Niederschlag:
12 Expositionen; I im Durchschnitt 6,5

4 Filter mit extrem hoher Belegung wurden für diese Betrachtung nicht mit herangezogen.

Es zeigen sich für die drei unterschiedlichen Niederschlagsverhältnisse recht deutliche Differenzen der Gesamt-Aerosolkonzentration. Sie sind in Tab. 1 zusammengefaßt.

Tab. 1

Niederschlagsabhängigkeit der Gesamt-Aerosolkonzentration. (Durchschnitt der Gesamtsumme aller Expositionen = 100%).

Niederschlag	Gesamtsumme aller chem. Komponenten
keiner	89%
schwach	126%
stark	81%

Für die einzelnen Elemente ist eine Erhöhung der Konzentration wasserlöslicher Komponenten (K^+, Na^+, Ca^{++}) in Luftmassen mit Niederschlag zu beobachten, während die wasserunlöslichen Oxide umgekehrt in niederschlagsfreien Luftkörpern stärker vertreten sind. Das mengenmäßig den Hauptanteil stellende SiO_2 zeigt nur geringe Niederschlagsabhängigkeit. Daraus ist ersichtlich, daß wash-out-Prozesse offenbar keinen entscheidenden Einfluß ausüben, sondern die Aerosolkonzentrationen wesentlich durch die Natur der vorhandenen Luftmassen bestimmt werden.

2) Temperaturabhängigkeit

In Abb. 3 sind Expositionsintervalle extrem hoher und extrem niedriger mittlerer Lufttemperatur einander gegenübergestellt.

Dabei wurde folgende Auswahl getroffen:
Hohe mittl. Temp.: + 7,3° C während 4 Expositionen (dreimal mTp, einmal mT) über 288 Stunden.

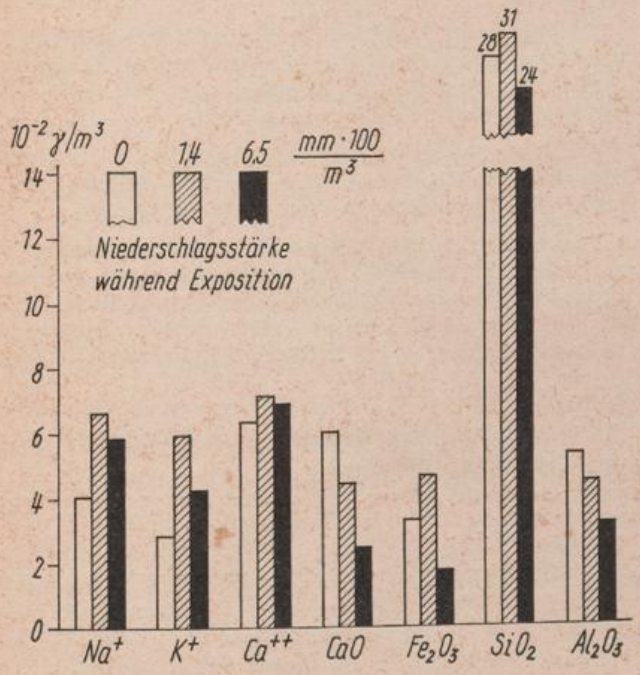


Abb. 2
Beziehung zwischen Niederschlagsstärke während der Filter-Exposition und Konzentration der chemischen Aerosol-Komponenten.

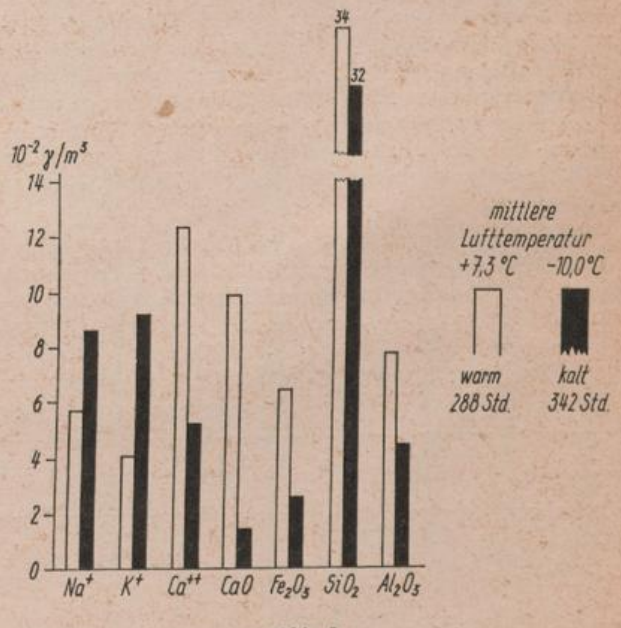


Abb. 3
Beziehung zwischen Lufttemperatur am Meßort und Konzentration der chemischen Aerosolkomponenten.

Tiefe mittl. Temp.: —10° C während 5 Expositionen (dreimal cP, zweimal cPt) über 342 Stunden.

Der Einfluß auf die Gesamt-Aerosolkonzentration ergibt sich aus Tab. 2.

Tab. 2
Temperaturabhängigkeit der Gesamt-Aerosolkonzentration. (Durchschnitt der Gesamtsumme aller Expositionen = 100%)

Luftmasse	Gesamtsumme aller chem. Komponenten
warm	116%
kalt	92%

Abb. 3 zeigt für die Gesamtsumme der Komponenten und aller Einzelglieder — mit Ausnahme der Alkalien — merkbar höhere Gehalte in warmen (maritimen) Luftmassen an. Am auffallendsten ist dies der Fall bei Ca^{++} und CaO. Die beiden Ionen K^+ und Na^+ verhalten sich dagegen gerade umgekehrt: ihre Konzentration wurde in kalten (kontinentalen) Luftmassen ganz erheblich größer gefunden.

3) Luftmassenabhängigkeit

Schon frühere Arbeiten unseres Instituts befaßten sich eingehend mit der Beziehung zwischen Aerosolkonzentrationen und Luftmasseneigenschaft (3) (4). Wir wollen ihr auch im Rahmen der hier zu diskutierenden Daten nachgehen.

Die zeitliche Folge der Aerosolkonzentrationen während der von uns untersuchten Periode vom 23. 10. 1969 bis 11. 3. 1970 ließ deutlich ein Minimum im Hochwinter gegenüber erhöhten Werten am Anfang und Ende des Meßzeitraumes erkennen. Der hierdurch angezeigte Jahreszeiteneinfluß wird sicherlich zum großen Teil dem Vorherrschen bestimmter Luftkörper-Typen zuzuschreiben sein, doch darf nicht übersehen werden, daß auch andere mit der Jahreszeit periodisch veränderliche Größen — vor allem der noch zu besprechende atmosphärische Vertikalaustausch — einen erheblichen Einfluß ausüben.

Die im folgenden dargestellte Zuordnung der Aerosolkonzentrationen zu bestimmten Luftmassen-Typen ist deshalb noch nicht als endgültig zu betrachten. Erst wenn zumindest ein ganzer Jahreszyklus der Messungen ausgewertet werden kann, dürfte auf Grund des dann größeren Zahlenmaterials eine abschließende Beurteilung unter Berücksichtigung aller Nebeneinflüsse möglich sein. Vorläufige Ergebnisse wurden aus der in Tab. 3 wiedergegebenen Auswahl von Einzelversuchen genommen.

Die Unterschiede sind deutlich. Die größten Konzentrationen ergeben sich demnach für die Luftmassen mP und cPt, die geringsten für mPt. Allerdings ist zu bemerken, daß die einzelnen Luftmassen nicht gleich stark vertreten waren und deshalb auch diesen Zahlen kein endgültiger Charakter zukommen kann.

Die Verteilung der Einzelelemente in den fünf angeführten Luftmassen-Typen zeigt Abb. 4. Auffallend ist

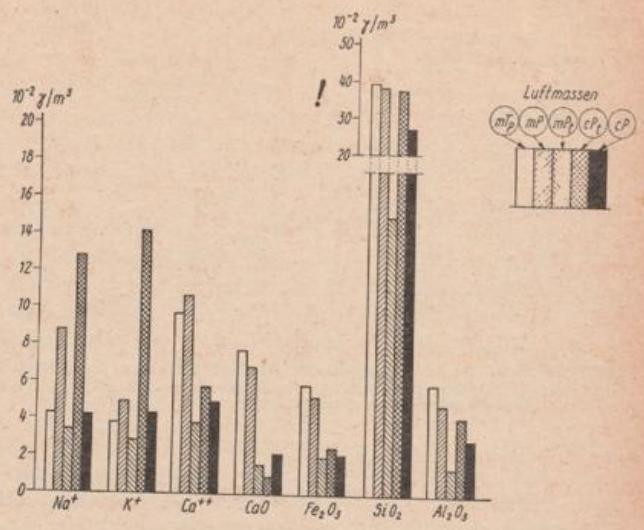


Abb. 4
Einfluß des Luftmassentypes auf die Konzentration der chemischen Aerosolkomponenten.

vor allem das SiO_2, das mit Ausnahme der erwärmten Polarluft mPt überall in gleichmäßig sehr hoher Konzentration enthalten ist.

Die Charakterisierung der Luftkörper durch die übrigen Elemente ist recht verschieden.

Meeresluft mTp und *Grönländische Polarluft mP* zeichnen sich durch stark erhöhte Gehalte an Ca^{++}, CaO, Fe_2O_3 und Al_3O_2 besonders aus mP zusätzlich noch durch einen hohen Anteil des Na^+.

Entgegengesetzt liegen die Verhältnisse für *erwärmte Polarluft mPt*. In ihr sind dieselben Elemente nur in sehr kleiner Konzentration vertreten, und ihr an sich — verglichen mit allen untersuchten Luftkörpern — minimaler Aerosolgehalt ist vorwiegend dem SiO_2 zuzuordnen.

Rückkehrende Polarluft cPt zeigt auffallende Maxima der Alkali-Ionen Na^+ und K^+, eine leichte Erhöhung auch bei Ca^{++} und Al_2O_3, dagegen nur wenig Fe_2O_3 und ein ausgesprochenes Minimum an CaO.

Russische Polarluft cP schließlich zeigt an allen diesen Elementen mittlere Gehalte auf, wobei vielleicht CaO und Fe_2O_3 etwas unter dem Durchschnitt bleiben.

Diese beobachteten Konzentrationsdifferenzen sind recht beträchtlich und liegen manchmal in der Größenordnung einer ganzen Zehnerpotenz. Vergleicht man etwa die Luftmassen mTp und mPt, so erkennt man im mTp sofort die erheblich höheren Anteile aller Elemen-

Tab. 3
Zur Ermittlung der Luftmassenabhängigkeit der Aerosolkonzentrationen herangezogene Einzelversuche. (Luftmassenklassifikation des Wetteramtes München)

Luftmasse	Zahl d. Filter	Expositionsdauer Stunden	Gesamtaerosol-konz. in $10^{-2}\gamma/m^3$
mP	4	317	112,2
cPt	2	98	120,1
mTp	6	520	100,1
mPt	14	1002	45,7
cP	5	391	63,4

te, außer Na^+ und K^+. Beim CaO beträgt dieser Unterschied 8 : 1. Ähnlich liegen die Verhältnisse beispielsweise beim Vergleich von cPt und cP hinsichtlich der Alkali-Ionen Na^+ und K^+. Die Möglichkeit einer Zuordnung charakteristischer Aerosolzusammensetzungen zu bestimmten Luftmassen darf auf Grund dieser Ergebnisse — trotz der einleitend gemachten Einschränkungen — wohl schon jetzt bejaht werden.

4) Einfluß des atmosphärischen Vertikalaustausches

Als letzten Parameter haben wir die Auswirkung des vertikalen Luftaustausches zwischen Talraum und Meß-Station untersucht. Zu Grunde gelegt wurde der bereits im Vortrag von R. REITER auf dieser Tagung erläuterte Austauschkoeffizient.

A_{max} ($g \cdot cm^{-1} \cdot sec^{-1}$) (Siehe hierzu auch (5) (6)).

Das Ergebnis einer Zuordnung der Gesamt-Aerosolkonzentrationen zu abgestuften Austauschgrößen enthält die folgende Tab. 4.

am kleinsten ist und bei Na^+, Ca^{++} und Fe_2O_3 die höchsten Beträge erreicht.

Wir ziehen daraus den Schluß, daß diese stark austauschabhängigen Elemente zum großen Teil regionalen Quellen entstammen (Tal, Alpenvorland), während das relativ „unempflindliche" SiO_2 ein „alte" kontinentale Komponente mit großräumiger Verbreitung darstellen dürfte. Die Austausch-Analyse scheint also solche Unterscheidungen möglich zu machen.

4. Schlußfolgerungen

Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung des Aerosols in unverfälschter Normalluft führen auf komplexe Ergebnisse. Allgemeingültige Aussagen können nur bei Erfüllung folgender Voraussetzungen erwartet werden.

1) Messung in genügend großer Höhe über NN.

2) Freiheit von regionalen und lokalen Aerosolquellen.

Tab. 4

Austauschabhängigkeit der Gesamt-Aerosolkonzentration

Austausch	A_{max} $g \cdot cm^{-1} \cdot sec^{-1}$	Zahl d. Expositionen	Gesamt-Aerosol-Konz. in $10^{-2}\gamma/m^3$
schwach	< 40	17	44,7
mittel	40—100	10	81,7
stark	> 100	11	113,8

Die zu erwartende Zunahme der Aerosolmasse mit steigendem A_{max} ist sofort ersichtlich. (Hier auf etwa den dreifachen Wert). Sie gibt ein Maß für den vertikalen Transport aerosolreicher (verunreinigter) Tal-Luft bis zur Meß-Station. Wirklich als „Reinluft-Untersuchungen" können deshalb nur Messungen bei kleinem A_{max} in genügend großer Höhe (1500 m) — über der Austausch-Obergrenze — betrachtet werden.

Die für einzelne Luftmassen gemessenen kleinsten Werte von A_{max} zeigt die Tab. 5.

Tab. 5

Kleinste gemessene Werte von A_{max} für bestimmte Luftmassen

L M	mTp	mPt	mP	cPt	cP
Exposition-Nr.	35	29	10	19	23
A_{max} $g \cdot cm^{-1} \cdot sec^{-1}$	6	5	82	30	30

Die starke Austauschabhängigkeit der Aerosolkonzentrationen zeigt sich auch beim Vergleich unterschiedlicher Werte von A_{max} innerhalb gleichartiger Luftmassen.

Beispiel: Luftmasse mTp

Expos. Nr. 1, A_{max} 574, Aerosolsumme $148{,}4 \cdot 10^{-2}\gamma/m^3$

Expos. Nr. 35, A_{max} 6, Aerosolsumme $84{,}3 \cdot 10^{-2}\gamma/m^3$

Bei Filter Nr. 35 waren sogar 3 Elemente nicht mehr nachzuweisen (CaO, Fe_2O_3, Al_2O_3).

Die Auswirkung der Austauschintensität auf die einzelnen Elemente zeigt Abb. 5. Als Beispiel dient die Luftmasse mPt, für die uns die meisten Expositionen zur Verfügung standen. Gegenübergestellt sind Konzentrationen für sehr kleine (< 10) und große (> 100) Werte von A_{max}.

Für alle Elemente wird mit steigender Austauschintensität eine Zunahme beobachtet, die bei SiO_2 relativ

3) Berücksichtigung aller meteorologischen Faktoren, vor allem der Intensität des Vertikalaustausches und des Jahreszeiten-Einflusses, die beide sehr stark in die Untersuchungen eingehen.

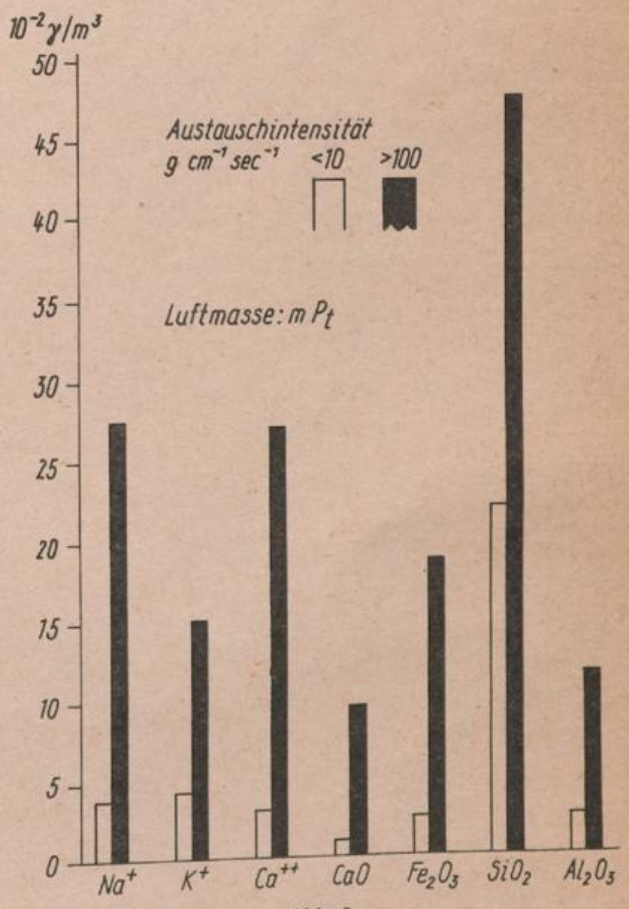


Abb. 5

Beziehung zwischen mittlerem Austauschkoeffizienten zwischen Tal und Meßstation (rund 1000 m Höhendifferenz) und Konzentration der chemischen Aerosolkomponenten, gültig für Luftmasse mP_t.

4) Ausreichend großes Zahlenmaterial durch langzeitige Messungen über mindestens ein volles Jahr, um die Einflüsse unter 2) und 3) zuverlässig zu erfassen und zu berücksichtigen.

Unter solchen Voraussetzungen lassen sich definierten Luftmassen typische chemische Aerosolzusammensetzungen von überregionaler Gültigkeit zuordnen. Die Ergebnisse können dann Aufschluß geben über Art, Ausmaß und langzeitliche Veränderung von Luftverunreinigungen kontinentaler Verbreitung.

Die Untersuchungen werden deshalb fortgesetzt.

Literatur

(1) PÖTZL, K.: Methoden zur Analyse anorganischer Schwebstoffe und ihre Anwendung zur Untersuchung von Industriestäuben. Zentralbl. f. Biol. Aerosol-Forschung, 13 (1967) S. 382.

(2) PÖTZL, K.: Results of inorganic chemical analyses of nonpolluted aerosols sampled at 1800 m a. s. l. J. of geophysical Res. 75 (1970) S. 12.

(3) REITER, R.: Die charakteristische natürliche und künstliche Radioaktivität der meteorologischen Luftkörper in 700 und 1800 m Seehöhe. Nukleonik 6 (1964) S. 313.

(4) REITER, R.: Effect of vertical mixing, precipitation, clouds, airmass characteristics and atmospheric ultraviolet radiation on the abundance and size distribution of Aitken nuclei, as evidenced by several years of recordings at 700 and 1800 m a. s. l. Proc. 7th Intern. Conf. on Condensation and Ice Nuclei, Prague-Vienna (1969) S. 355—361.

(5) REITER, R.: Untersuchungen im Hochgebirge über vertikalen Luftmassenaustausch mit Anwendung auf Probleme der Luftreinhaltung. S.-A. aus: „Haus der Technik“ (1966).

(6) REITER, R.; SLÁDKOVIČ, R.: Die Steuerung des vertikalen Austauschkoeffizienten durch die Temperaturstruktur in der unteren Troposphäre. PAGEOPH 77 (1969) S. 38.

(7) REITER, R.: SLÁDKOVIČ, R.: Control of vertical transport of aerosols between 700 and 3,000 m by the lapse rate and fine structure of temperature: results of a sequence of measurements covering several years. CACR Sympos. on Atmosph. Trace Constit. and Atmosph. Circulation, Heidelberg (1969).

D. JOST

DK 551.510.42

Die Kohlendioxidkonzentration in St. Moritz und am Piz Corvatsch

Zusammenfassung

Seit dem Sommer 1968 werden die CO_2-Konzentration und weitere atmosphärische Spurensubstanzen in St. Moritz-Bad und am Piz Corvatsch gemessen. Der Tagesgang der CO_2-Konzentration wird mit den Änderungen der Aitkenkernkonzentration sowie mit den Änderungen der SO_2- und der O_3-Konzentration verglichen. Aus dem Tagesgang der CO_2-Konzentration in St. Moritz-Bad und am Piz Corvatsch wird der Austauschkoeffizient K_z berechnet.

Abstract

Since summer 1968 concentration of CO_2 and other trace substances are measured in St. Moritz-Bad and on Piz Corvatsch. Daily variation of CO_2 is compared with the variation of the concentration of Aitken nuclei SO_2 and O_3. From the daily variation of CO_2 in St. Moritz-Bad and on Piz Corvatsch the coefficient K_z was calculated.

Während der Jahre 1968—1970 wurde jeweils während der Monate Juli und August die Kohlendioxidkonzentration (CO_2) in St. Moritz-Bad und am Piz Corvatsch registriert. Die Lage der Meßstation ist in Abb. 1 gekennzeichnet, wo auch der Verlauf der Baumgrenze eingetragen ist. An beiden Meßstellen wurde die CO_2-Konzentration mittels nichtdispersiver Infrarotspektrometer registriert (1).

Die Quellen und Senken des atmosphärischen CO_2 sind während des Sommers über Kontinenten, außer in industriellen Ballungsgebieten (2) durch die Atmung und Assimilation der Pflanzen gegeben (3) (4). Sowohl die Quellen als auch die Senken des CO_2 befinden sich demnach in Bodennähe. Im Meßgebiet liegt die Baumgrenze und damit die obere Begrenzung der wesentlichen CO_2-Quellen und Senken bei 2000 m, also 1200 m unter der Meßstation am Piz Corvatsch. CO_2 wird durch den Niederschlag kaum ausgewaschen (5) und nimmt nicht an chemischen Reaktionen in der Atmosphäre teil. Luftbeimengungen wie das CO_2, deren Herkunft und deren chemisches Verhalten in der Atmosphäre bekannt sind, eignen sich zur indirekten Abschätzung atmosphärischer Bewegungsvorgänge.

Die Konzentration des atmosphärischen CO_2 weist im Tal von St. Moritz einen deutlichen Tagesgang auf, der die Aktivität der Pflanzen widerspiegelt (Abb. 2). Der von VERZAR und KUNZ (6) beschriebene Sonnenaufgangseffekt, der besagt, daß die Aitkenkernkonzentration zur Zeit des Sonnenaufganges stark zunimmt (Faktor 10) setzt gleichzeitig mit der CO_2-Konzentrationsabnahme ein. Beide Konzentrationsänderungen (CO_2-Abnahme, Kernzunahme) setzen ein, sobald Sonnenlicht auf die unmittelbare Umgebung der Meßstation trifft. Diese synchronen Änderungen von CO_2- und Kernkonzentration und Sonnenschein werden auch tagsüber beobachtet. Dagegen wird z. B. der Verlauf der SO_2- oder der O_3-Konzentration nicht unmittelbar durch das Auftreffen von Sonnenlicht im Bereich der Meßstelle bestimmt.

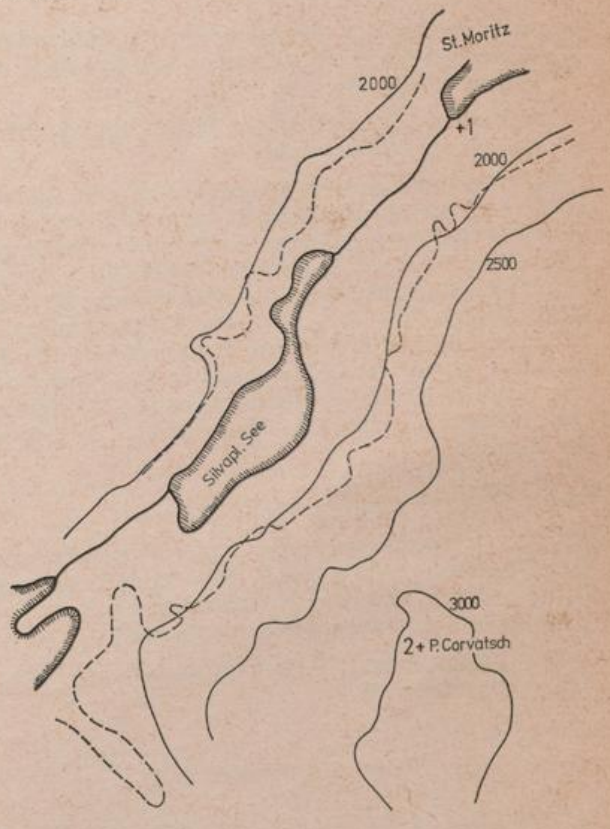


Abb. 1
Meßgebiet von St. Moritz-Bad und Piz Corvatsch. +1, +2 Meßstellen.

Für beide Gase ist in Abb. 2 qualitativ der Tagesgang eingezeichnet. Die Zunahme der O_3-Konzentration, eine Folge beginnender Durchmischung nach stabiler Schichtung während der Nacht, setzt etwa ½ bis 1 Stunde nach

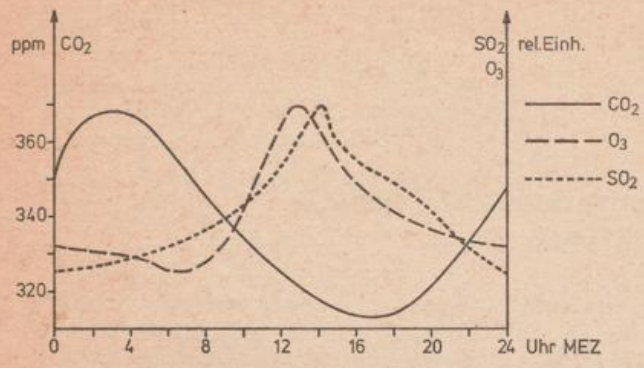


Abb. 2
Mittlerer Tagesgang der CO_2-, SO_2- und O_3-Konzentration während der Sommermonate in St. Moritz-Bad.

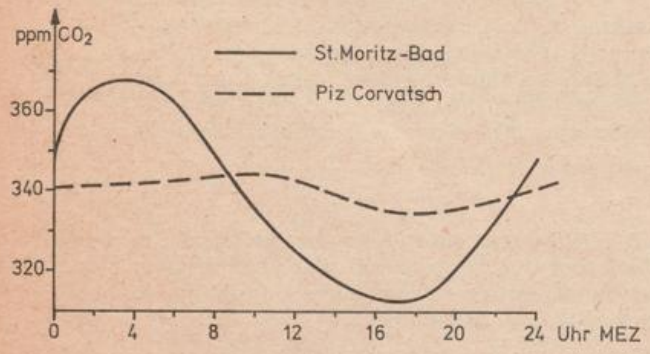


Abb. 3
Mittlerer Tagesgang der CO_2-Konzentration während der Sommermonate in St. Moritz-Bad und am Piz Corvatsch.

der Abnahme der CO_2-Konzentration ein, während die SO_2-Konzentration durch Advektion aus dem nahe gelegenen St. Moritz bestimmt wird.

Auf weitere Einzelheiten der Spurenstoffverteilung (7) soll hier verzichtet werden.

Der Tagesgang der CO_2-Konzentration, der, wie erwähnt, von der Pflanzenaktivität verursacht wird, setzt sich als Folge der turbulenten Luftbewegung gedämpft und zeitlich verzögert in größeren Höhen durch. Damit besteht die Möglichkeit, aus der Registrierung der CO_2-Konzentration auf die turbulente Luftbewegung zu schließen, wie das in ähnlicher Form von BOLIN und BISCHOF (8) auf den Jahresgang der CO_2-Konzentration angewandt wurde. Grundlage ist die Darstellung des Tagesganges der CO_2-Konzentration in folgender Gleichung:

$$S(z_1, t) = S_0(z_1) + A(\sin \frac{2\pi}{d} t - a) \qquad [1]$$

($S = CO_2$-Konzentration (ppm), S_0 = Tagesmittelwert der CO_2-Konzentration (ppm), Z_1 = Bezugshöhe (cm), $Z > Z_1$ = Höhe (cm), $d = 24 \times 3600$ sec, t = Zeit (sec), A und a sind aus Messungen zu bestimmen).

Der Tagesgang der CO_2-Konzentration in der Höhe Z folgt dann aus der Gl. 2:

$$S(z, t) = S_0(z) + A_e^{-(z-z_1)\sqrt{\frac{\pi}{Kd}}} \cdot \sin\left[\frac{2\pi}{d} t - (z - z_1)\sqrt{\frac{\pi}{Kd}} - a\right] \qquad [2]$$

Der Tagesgang der CO_2-Konzentration in der Höhe z_1 (St. Moritz) wurde schon beschrieben (Abb. 2).

Aus $Z = 1400 \times 10^2$ cm über St. Moritz am Piz Corvatsch liegt ebenfalls die Registrierung der CO_2-Konzentration vor. In Abb. 3 ist der CO_2-Tagesgang für St. Moritz und für Corvatsch aufgetragen. Zur Auswertung kommen alle Tage, die tagsüber ein Minimum und nachts ein Maximum der CO_2-Konzentration aufweisen.

Abb. 4 enthält die Häufigkeit des Auftretens dieser Maxima und Minima in Abhängigkeit von der Tageszeit. Außer der deutlichen Dämpfung des CO_2-Tagesganges an der Bergstation ist zu erkennen, daß das Maximum der CO_2-Konzentration am Corvatsch, das entsprechend den Messungen von St. Moritz-Bad nachts

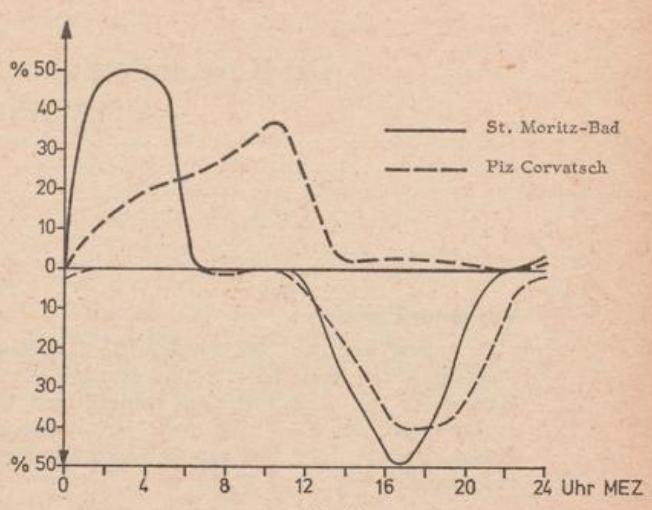


Abb. 4
Prozentuale Häufigkeit des Auftretens von Maxima und Minima im Tagesgang der CO_2-Konzentration während der Sommermonate in St. Moritz-Bad und am Piz Corvatsch.

um 3 bis 4 Uhr durch Pflanzenatmung erzeugt wird, erst am Vormittag gegen 10 Uhr beobachtet wird. Das Minimum der CO_2-Konzentration dagegen erscheint an der Bergstation schon ½ bis 1 Stunde nachdem es an der Talstation gemessen wurde. An beiden Stationen wird der Tagesgang nur schlecht durch Gl. [1] beschrieben.

K wird in Gl. [2] entgegen den tatsächlichen Verhältnissen unabhängig von der Höhe angenommen. Advektion von CO_2 bleibt unberücksichtigt. Der Einfluß konvektiver Bewegungen bleibt zu diskutieren. Diese Einschränkungen sind bei der Interpretation der zu berechnenden K-Werte zu berücksichtigen. Aus den Messungen in St. Moritz wird in Gleichung [1] $A = 28$ ppm, $a = \frac{16}{24}\pi$ und $S_0 = 320$ ppm bestimmt. Damit folgt K aus dem Tagesgang der CO_2-Konzentration in St. Moritz und am Corvatsch für die Luftschicht zwischen beiden Meßstationen wie folgt:

Dämpfung der Amplitude:

$$K = 0{,}6 \times 10^5 \pm 0{,}1 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Phasenverschiebung vormittags:

$$K = 0{,}5 \times 10^5 \pm 0{,}3 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Phasenverschiebung nachmittags:

$$K = 20 \times 10^5 \pm 1{,}0 \times 10^5 \text{ cm}^2/\text{sec}$$

Die Größenordnung der nachmittäglichen, konvektiven Bewegung ist vergleichbar mit der gesamten Transportstrecke von der Baumgrenze bis zur Gipfelstation. In weiteren Meßreihen ist geplant, den Zusammenhang meteorologischer und luftchemischer Parameter an den

geschilderten Meßstellen zu untersuchen. Mein besonderer Dank gilt Herrn Professor VERZAR sowie dem Kurverein St. Moritz für die Ermöglichung der Messungen in der Klima-Physiologischen Station St. Moritz-Bad.

Literatur

(1) JOST, D.: Versuch einer experimentellen Bestimmung des Ausbreitungsfeldes im Lee einer Punktquelle. Ber. Inst. Meteor. Geophys. Univ. Frankfurt Nr. 16 (1968).

(2) BUSH, A. F.; ASCE, M.; NOTTAGE, H. B.: Carbon dioxide as an indicator of air pollution. J. Sanitary Engineering Division 6 (1967) S. 211–241.

(3) HUBER, B.: Der Einfluß der Vegetation auf die Schwankungen der $C0_2$-Gehaltes der Atmosphäre. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. A 4 (1951) S. 54–167.

(4) BÜCHEN, M.: Die CO_2-Konzentrationsverteilung an drei Stationen mit unterschiedlicher Luftqualität. Dipl.-Arbeit Inst. Meteor Geophys. Univ. Frankfurt (1968).

(5) BEILKE, S.: Untersuchungen über das Auswaschen atmosphärischer Spurenstoffe durch Niederschläge. Ber. Inst. Meteor. Geophys. Univ. Frankfurt Nr. 19 (1970).

(6) VERZAR, F.; KUNZ, Y.: Production of atmospheric condensation nuclei by solar radiation. Geofisica pura e appl. 38 (1957) S. 211–215.

(7) GEORGII, H. W.; JOST, D.; SCHMITT, R.; WEBER, E.: Untersuchungen zur Chemie der Atmosphäre in St. Moritz-Bad. Z. angew. Bäder- und Klimaheilk. 17 (1970) S. 21–24.

(8) BOLIN, B.; BISCHOF, W.: Variation of the carbondioxide content of the atmosphere. Report A C–2, Inst. Meteor. Univ. Stockholm (1969).

H. PAŠIČ

DK 551.586 : 616

Wettertypen und Herzinfarkt in Sarajevo

1. Klima und Mensch

Neben vielen anderen Faktoren, die den Menschen in seiner geistigen und körperlichen Entwicklung und in seinem Kulturleben beeinflussen, spielt das Klima sicher eine bedeutende Rolle. Zuerst hat HIPPOKRATES, und nach ihm eine große Anzahl von Wissenschaftlern nachgewiesen, welch eine wichtige Rolle das Klima für den Lebenslauf spielt. Diesen Einfluß hat REINHOLD als einen langjährigen Prozeß erfaßt, und deswegen dürfen wir den Schluß über die Klimawirkung auf eine bestimmte Bevölkerung nicht nur aus einer Generation ziehen; denn die Völker sind bewegliche Massen, und wir müssen die Geschichte ihrer Wanderung durch verschiedene Klimagebiete kennen, wenn wir richtige Schlüsse ziehen wollen.

Das Klima kann den Menschen direkt und indirekt beeinflussen. Der direkte Einfluß ist bereits erforscht und bekannt. Die Dauer dieser Wirkung ist jedoch begrenzt durch die Adaptionszeit. Diese Adaptionsperiode schwankt sehr stark, wenn man die verschiedensten Menschen in unterschiedlichen Klimabereichen beobachtet. Manchen Autoren nach ist gerade diese Periode äußerst kritisch und hat deshalb besondere Bedeutung. Wie die Studien an vielen gesunden Personen, die z. B. an Polarexpeditionen teilgenommen haben, zeigen, kann sich der menschliche Organismus nach dieser Adaptionszeit auf jedes Klima einstellen. Für einen entkräfteten oder kranken Organismus ist jedoch ein Klimawechsel sehr ungesund. Noch bedeutender als der direkte ist der indirekte Klimaeinfluß. Das Klima wirkt zunächst auf die orographischen und petologischen Bedingungen ein, die ihrerseits sehr bedeutsam für die industrielle Entwicklung und Bevölkerungsdichte eines Gebietes sind. So ist z. B. die Sterbequote in London, Pitsburg, Donara usw. wegen starker Luftverschmutzung und größerer Ansteckungsgefahr verhältnismäßig hoch. Ein weiterer indirekter Klimaeinfluß herrscht in Gebieten mit spezifischen Temperaturen und Feuchtigkeitsgraden. Nur dort bestehen nämlich die Lebensbedingungen für gewisse Insekten, welche die Krankheitserreger übertragen und zur menschlichen Gefahr werden.

2. Klima und sein Einfluß auf die Krankheit

Schon sehr lange ist in der Wissenschaft und speziell in der Medizin bekannt, daß das Wetter den Organismus stark beeinflußt. So reagieren z. B. Rheumatiker, Neurastheniker und Leute nach Operationen sehr verschieden bei unterschiedlichen Wettervorgängen. Die ersten schriftlichen Spuren, die den Zusammenhang zwischen Wetter und Krankheit aufzeigen, sind im „Lex Frisionun" zu finden. Von dieser Zeit an haben viele Autoren über diese Probleme berichtet, und fast alle klassischen Autoren glaubten schon, daß die einzelnen meteorologischen Faktoren mit der Krankheit verbunden sind. Inzwischen hat F. LINKE, der Vater der Medizin-Biometeorologie, gezeigt, daß nicht einzelne Faktoren für die Krankheit verantwortlich sind, sondern nur ein Zusammenklang aller dieser Faktoren bestimmend für die Krankheit sein kann. Er führte in der Wissenschaft die *Akkorde* ein, die er zu einem System gleichzeitiger Faktoren ausbaute.

Nachdem wir die Wettertypen nach ČADEŽ studiert haben, stellten wir fest, daß gerade sie auch die Akkorde beinhalten, so wie LINKE sie gesehen hat. Wirklich, jeder Wettertyp ist so definiert, daß er ein Bild von allen meteorologischen Faktoren gibt, die vorherrschen, und die diesen Typ genau charakterisieren. Die so definierten Wettertypen finden in der Medizin-Biometeorologie ihre volle Bedeutung und Anwendung. Sie kennzeichnen nämlich das Wetter wie die Wetterakkorde, die in der Atmosphäre herrschen, wie z. B. Kaltlufteinbrüche, Föhneffekte, Wetterfronten usw.

Aus der Literatur ist schon bekannt, daß die Wetterfronten den lebenden Organismus beeinflussen. Zur Illustration werden wir hier einige Beispiele anführen. MÜLLER war einer der ersten Autoren, der den Zusammenhang zwischen Wetterfronten und Schmerzen bei Patienten, die an Ischias, Tabes, Hemiplegie und anderen, ähnlichen Krankheiten leiden, aufgezeigt hat. FARKAS hat darauf hingewiesen, daß die Schmerzen bei diesen Patienten sofort nachdem „das Barometer fällt" auftreten. Später, nachdem die Frontentheorie entwikkelt worden war, hatten sich viele Wissenschaftler mit dem Problem auseinandergesetzt: FEIGE, RAETING, FLACH, MAURER, FREUND u. a. Mit Hilfe der de RUDDERschen-Methode und anderer Teste wurde der Zusammenhang zwischen den Wetterfronten und Herzerkrankungen sowie auch Kreislaufbeschwerden aufgezeigt. Wir dürfen auch nicht vergessen, die wissenschaftlichen Arbeiten von BECKER, AMELUNG, FLADUNG u. a. zu erwähnen, die hauptsächlich die Verbindung zwischen Wetterfronten und Herzinfarkten bearbeitet haben. Mit großem Erfolg haben schließlich BREZOWSKY und KASTNER die Zusammenhänge zwischen Fronten und Krankheiten, speziell den Herz- und Lungenkrankheiten, erforscht. Wie wir wissen, ist BREZOWSKY Autor der Wetterphasen, die in letzter Hinsicht Wettertypen darstellen können. Da die Wettertypen nach ČADEŽ in sich auch eine gewisse Dynamik enthalten, konnten wir unsere Ergebnisse mit gleichem Erfolg mit denen von BREZOWSKY vergleichen.

3. Wettertypen in Sarajevo

1) Wettertypisierung

Wir haben in dieser Arbeit die Wettertypen nach ČADEŽ benutzt, wobei wir die Daten der Wetterentwicklung in Sarajevo 1951—1960 angewendet haben. Da wir

36 verschiedene Wettertypen hatten, teilten wir sie in 9 Gruppen auf, in denen jeweils ein Typ die ganze Gruppe repräsentieren kann. Die abgekürzten Buchstaben dieser Gruppen sind wie folgt zu verstehen: 1,2 A repräsentieren die Nebeltypen, A die antizyklonale, C die zyklonale, AC die antizyklonalen-zyklonalen Wettertypen, N, E, S, W die advektiven und K die konvektiven Wettertypen.

2) Die Statistik der Wettertypen in Sarajevo

Folgende Statistik haben wir nach der Bearbeitung aller Wettertypen in Sarajevo aufgestellt:

Tab. 1

Wettertypen in Sarajevo

Jahr	1,2A	A	C	AC	N	E	S	W	K
1951	18	54	46	39	1	11	15	14	27
1952	2	88	35	14	21	1	19	8	18
1953	24	116	33	38	1	7	4	4	29
1954	17	85	47	35	5	6	7	6	23
1955	15	64	60	44	1	8	12	8	27
1956	11	99	41	33	4	4	10	18	19
1957	9	87	56	33	6	9	13	12	19
1958	9	99	42	24	4	4	9	15	14
1959	7	75	49	27	4	14	15	9	29
1960	15	52	53	23	1	15	26	8	14

4. Herzinfarkte in Sarajevo

1) Methodik und Identifikation

Um festzustellen, ob ein Zusammenhang zwischen Wettertypen und Herzinfarkten besteht, wurde eine Analyse von 182 Infarktfällen am Pathologischen Institut der Medizinischen Fakultät in Sarajevo unter Leitung von Prof. Dr. S. TOMIĆ durchgeführt.

Wir möchten gleich erwähnen, daß es nicht das Ziel unserer Arbeit ist, über Pathologie, Pathogenese, Therapie, klinischen Verlauf usw. zu diskutieren, sondern daß wir nur das Verhältnis zwischen Wettertypen und Herzinfarkten statistisch aufzeigen wollen. Bei unseren Todesfällen handelte es sich am häufigsten um die Arteriosklerose, die in 163 Fällen festgestellt wurde. In 18 Fällen wurde der Infarkt durch eine Nachwirkung von embolischen Effekten in den Koronararterien verursacht. Nur in einem Fall handelt es sich um Periarteriitis der Koronaren.

Was die Möglichkeit des Einflusses der Wettervorgänge auf die Verschlechterung des Krankheitsverlaufes im Falle eines Herzinfarktes anbelangt, haben BELEKE und SCHULZE festgestellt, daß Zusammenhänge zwischen der Entstehung des Infarktes und Warmfronten bestehen, aber ebenso ist die Möglichkeit einer Verschlechterung des Zustandes beim Durchgang kalter Fronten nicht ausgeschlossen. Unterdessen, wir sind bei unseren Forschungen einen ganz anderen Weg gegangen — den der Typisierung der Wettervorgänge in genau definierte Wettertypen. Um statistische Zusammenhänge zwischen dem Herzinfarkt und den Wettertypen festzustellen, wendeten wir den χ^2-Test an und bekamen zufriedenstellende Werte ($\chi^2 = 90{,}42$), was besagt, daß tatsächlich statistische Zusammenhänge zwischen Wettertypen und Herzinfarkt bestehen, ohne Rücksicht darauf, um welchen Wettertyp es sich handelte.

Um festzustellen, bei welchen Wettertypen χ^2 zufriedenstellende Werte hat, wurde eine komplette statistische Rechnung mit Hilfe von Prof. MAKJAMIĆ durchgeführt. Man stellte fest, daß ziemlich sichere statistische Zusammenhänge zwischen E-, N- und K-Wettertypen bestehen.

Die Resultate der statistischen Berechnung sind in der Tab. 2 angegeben:

Tab. 2

χ^2-Werte für verschiedene Wettertypen beim Auftreten eines Herzinfarktes.

	N	K	E	W	A	AC	1,2A	S	C
χ^2	32,6	32,0	48,1	2,7	1,8	0,1	1,5	0,7	0,2
Rang	2	3	1	4	5	9	6	7	8

Im unteren Teil der Tab. 2 ist die Ranggröße angegeben, aus der man leicht schließen kann, daß zwischen dem Herzinfarkt und den E-Typen, die sonst in Sarajevo selten vorkommen, ein stärkerer Zusammenhang besteht. Aber hier ist es wichtig zu erwähnen, daß diese Wettertypen am häufigsten im März erscheinen, wenn die Sterblichkeit am größten ist. Andererseits erscheinen AC-Typen sehr häufig in Sarajevo, doch ist die Sterblichkeit infolge von Herzinfarkten zur Zeit des Auftretens dieser Typen am geringsten.

Anschriften der Vortragenden

AMBACH, W., Prof. Dr.	6020 Innsbruck/Österreich, Schöpfstraße 41, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität
ANIOL, R.	8126 Hohenpeißenberg, Albin-Schwaiger-Weg 10, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium
ATTMANNSPACHER, W., Dr.	8126 Hohenpeißenberg, Albin-Schwaiger-Weg 10, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium
BOSSOLASCO, M., Prof.	16100 Genova/Italien, via Balbi 30
ČADEŽ, M., Prof. Dr.	Beograd/Jugoslawien, Nevesinjska 13
CEHAK, K., Dr.	1210 Wien/Österreich, Wiener Gasse 22
von DESCHWANDEN, P., Dr.	3715 Adelboden, Dorf/Schweiz
DIMITRIEVSKI, V.	Skopje/Jugoslawien, u. 758 Br. 15
EDELMANN, W., Dr.	6050 Offenbach (Main), Frankfurter Str. 135, Deutscher Wetterdienst, Zentralamt
ERMINI, V.	20133 Milano/Italien, via Cardinal Mezzofanti 28
FEDERER, B., Dr.	Davos/Schweiz, Flüelastraße 9
FLIRI, F., Prof. Dr.	6121 Baumkirchen/Österreich
FLOHN, H., Prof. Dr.	5300 Bonn-Ippendorf, Schwalbenweg 19
GBURČIK, P., Dr.	11000 Beograd/Jugoslawien, Bircaninova 6
GINSBURG, Th., Dr.	8044 Zürich/Schweiz, Krähbühlstr. 58, Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt
GRARD, R.	38 Grenoble/Frankreich, 37, rue Diderot, Cédex 41, E. D. F. Division Technique Génerale
GRESSEL, W., Dr.	9020 Klagenfurt/Österreich, Flughafen
GUTERMANN, TH., Dr.	8044 Zürich/Schweiz, Krähbühlstr. 58, Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt
HERB, H., Dr.	8000 München 80, Gotthelfstraße 27
HOINKES, H., Prof. Dr.	6020 Innsbruck/Österreich, Schöpfstraße 41, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität
JOST, D.	6000 Frankfurt (Main), Feldbergstraße 47, Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik
KELLER, H., Dr.	8903 Birmensdorf/Schweiz, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen
KORFF, H. C., Dr.	5300 Bonn, Auf dem Hügel 20, Meteorologisches Institut der Universität
KRAUS, H., Dr.	8000 München 13, Amalienstr. 52/III, Meteorologisches Institut der Universität
LANG, H., Dr.	8044 Zürich/Schweiz, Voltastr. 24, Abt. für Hydrologie u. Glaziologie, VAW/ETH Zürich
LAUBE, M., Dr.	5291 Vordermühle, Post Agathaberg
LAZAREVSKI, A.	Skopje/Jugoslawien, Slovenacka 21
LEJEUNE, C.	38 Grenoble/Frankreich, 52, rue Berthelot
LORENZ, D., Dr.	8126 Hohenpeißenberg, Albin-Schwaiger-Weg 10, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium
LOVIE, C. J.	73 Albertville/Frankreich, 92, avenue de Chambéry
MAVRODIEV, J.	Skopje/Jugoslawien, Slovenacka 21
MOSER, H., Prof. Dr.	8000 München 2, Luisenstraße 37, Institut für Radiohydrometrie
MOSER, W., Dr.	6020 Innsbruck/Österreich, Universitätsstraße 4, Alpine Forschungsstelle Obergurgl der Universität Innsbruck
MÜHLEISEN, R., Prof. Dr.	7981 Weißenau, Astronomisches Institut der Universität Tübingen, Außenstelle Weißenau
PASIĆ, H., Prof. Dr.	Sarajevo/Jugoslawien, Dalmatienstraße 2
PÉGUY, Ch. P.	38 St. Martin d'Hères/Frankreich, rue du Chartreuse
PETKOVŠEK, Z., Dr.	61000 Ljubljana, Janeziceva
PICHLER, H., Prof. Dr.	1190 Wien/Österreich, Hohe Warte 38, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
PLAS, J. J.	38 Grenoble/Frankreich, 49, rue J. Bouchayer
POJE, Dr. Dr.	41000 Zagreb/Jugoslawien, Savska ceta 1

PÖTZL, K.	8100 Garmisch-Partenkirchen, Skistadion
RAETHJEN, P., Prof. Dr.	2000 Norderstedt 3, Birkenweg 23
REINHARDT, M.	8031 Wessling, Sauwiesenweg 1
REITER, R., Dr.	8100 Garmisch-Partenkirchen, Skistadion
REUTER, H., Prof. Dr.	1190 Wien/Österreich, Hohe Warte 38, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
RIBLET, J.	69 Lyon 1e/Frankreich, rue du Jardin des Plantes
RIEDL, J.	8126 Hohenpeißenberg, Albin-Schwaiger-Weg 10, Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium
von RUDLOFF, H., Dr.	7800 Freiburg, Schneeburgstraße 11 b
SCHREIBER, D.	7000 Stuttgart 70, Schilfweg 16 /
SCHÜEPP, M., Prof. Dr.	8044 Zürich/Schweiz, Krähbühlstr. 58, Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt
SILVESTRI, P.	28037 Domodossola/Italien, via G. Mauro 67
SKODA, G., Dr.	1190 Wien/Österreich, Hohe Warte 38, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
SLADKOVIČ, R.	8100 Garmisch-Partenkirchen, Skistadion
SNEYERS, R., Dr.	1180 Bruxelles/Belgien, Avenue Circulaire 3
STEINHÄUSSER, H., Dr.	9020 Klagenfurt/Österreich, Tarviser Straße 148
STICHLER, W.	8000 München 2, Luisenstraße 37
STRIFFLING, M.	69 Lion 2e/Frankreich, 25, quai Tilsitt
TURNER, H., Dr.	8903 Birmensdorf/Schweiz, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen
UHLIG, S., Dr.	8972 Sonthofen, Burgbergstraße 16
VADOT, L.	38 Grenoble/Frankreich, 8, rue Raymond Bank
VEYRET, P.	38 Grenoble/Frankreich, 3, Place Dr. Girard
VOIRON, H.	38 St. Martin d'Hères/Frankreich, Antenne Météorologique de Montagne, Domaine Universitaire
WACHTER, H., Dr.	6000 Frankfurt (Main) 1, Feldbergstr. 47, Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik
WALSER, E.	Bern/Schweiz, Bollwerk 27
YOSHINO, M. M., Prof. Dr.	Tokyo 156/Japan, Setagayaku Ohara 1-12-7