ANNALEN DER METEOROLOGIE
(Neue Folge)
Nr. 19

XVII. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie

Berchtesgaden, 21. bis 25. September 1982

Kurzfassungen der Vorträge

Offenbach am Main 1982
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Die für die Veröffentlichung als Vorabdruck zur 17. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie eingesandten Manuskripte sind erweiterte Zusammenfassungen der Vorträge und Poster-Darstellungen. Für ihren Inhalt sind die Verfasser verantwortlich. Die Wiedergabe dieser Zusammenfassungen nimmt eine spätere ausführliche Darstellung der Vorträge sowie ihre Veröffentlichung durch die Autoren an anderer Stelle nicht vorweg.

ISSN 0072-4122
ISBN 3-88148-202-4

Herausgeber und Verlag:
Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Frankfurter Straße 135
6050 Offenbach am Main

Redaktionsschluß: 15. Juli 1982

Inhalt

Seite

KÜTTNER, J.: An overview of ALPEX 1

Synoptische Phänomene

TIBALDI, S.: Orographical influence on short and medium range numerical weather forecasting (Einführungsvortrag) 13

MESINGER, F.: Representation of mountains in numerical models; Sigma system vs. the blocking method 20

MÜLLER, E.; SCHWIRNER, J.-U.: Regionalskalige Gebirgseffekte, numerisch simuliert 23

WENDLING, P.: A three dimensional mesoscale simulation of topographically forced rainfall on the northern side of the Alps 27

EMEIS, S. et al.: ALPEX: objective analyses and energy budgets 28

RAKOVEC, J.: Consistency of parameters presenting mountains in numerical models 31

STEINACKER, R.: Synoptische Feinanalysen auf Isentropenflächen im Alpenraum 34

KURZ, M.: Zum Windregime im nördlichen Alpenvorland bei südwestlicher Grundströmung 37

LEMANS, A.E.: Einfluß der Alpen auf Kaltluftvorstöße ..... *

COURVOISIER, H.W.: Abgeschlossene Höhentiefs im Sommer und ihre Wetterauswirkung in der Schweiz 40

DUCLAY, J.: Étude d'une situation nuageuse ..... *

GENSLER, G.A.: Ergebnisse aus den Versuchsperioden einer auf 5 bis 6 Tage erweiterten Mittelfristprognose für die Schweiz 43

QUECK, H.: Windbestimmung aus der Wolkenverlagerung im Alpengebiet aus Satellitenbildern von METEOSAT-2 45

MICHAILOVIĆ, D.T.: Some aspects calculating temperature from the interpolated pressure gradient force in sigma coordinate systems ..... *

GEB, M.: Die aerologische Tauwettergrenze „AETAW" und die Schneefallgrenze beim Einströmen nordatlantischer Luftmassen nach Zentraleuropa 48

BAUER, E.L.: Leezyklogenese am Beispiel einer Wetterlage mit sehr ergiebigen Regenfällen im Sommer 1975 ..... *

LÜDECKE, C.: Zyklone im Lee der Alpen am 25. April 1982 52

MALBERG, H.: Ein troposphärischer Scherungs- oder Relativwirbel im nördlichen Alpenvorland 55

GASSER, O.: Vorhersageprobleme im nördlichen Alpenvorland 59

FRÖSTL, H.: Nordföhn-Kriterien sowie Vorhersagehilfen für Föhn und Vb-artige Wetterlagen 62

HARTMANNSGRUBER, R.; LANG, P.; ATTMANNSPACHER, W.: Das Verhalten des Ozons im Voralpenbereich während der ALPEX-Messungen 65

PRAGER, T.: A nested grid scheme of fine resolution weather forecast for mountain influenced regions 68

REIMER, E.: Fine-mesh analysis of lee cyclogenesis: a case study ..... *

FRENZEN, G.; SPETH, P.: ALPEX diagnostics: kinetic energy budgets 69

EMEIS, S.: ALPEX-Diagnostik: Haushalte von latenter und fühlbarer Energie 73

KLAES, D.: ALPEX-Diagnostik: Strahlungshaushalt 76

HANTEL, M.: ALPEX: Subsynoptische Vertikaltransporte 79

BECKER, J.: Einflüsse von Orographie und Wetter auf den Vogelzug im Nordalpenraum 81

PAIRIN, J.M.: Synoptic phenomena (situation à neige) ..... *

ZIMMERMANN, K.: Über die Notwendigkeit einer Sondenstation in Linz für den Alpenraum 84

CANTÙ, V.: Aspetti monsonici della circolacione sull'Italia ..... *

Bei den mit * gekennzeichneten Vorträgen lag das Manuskript zum Redaktionsschluß nicht vor.

Regionale und mesoskalige Probleme

Seite

PICHLER, H.: Regionale und mesoskalige Prozesse im Alpenraum (Einführungsvortrag) 85

SEMMLER, H.; FREYTAG, C.; HENNEMUTH, B.: MERKUR – ein mesoskaliges Unterprogramm von ALPEX 92

GROSS, G.: Numerische Simulation zur Über- und Durchströmung des Inntals im Bereich der südlichen MERKUR-Traverse 95

WEBER, G.; RÜSTER, R.; KLOSTERMEYER, J.: VHF-Radarbeobachtungen von Frontenpassagen im Voralpengebiet 99

RIEDL, J.; ATTMANNSPACHER, W.: Radarflächenniederschlagsmessungen im Voralpenland 102

NEININGER, B.: Mesoklimatische Messungen im Oberwallis 105

PETKOVŠEK, Z.: Gravity waves and bora gusts 108

PHILLIPS, P.D.: The structure of the lower atmosphere in an alpine valley during foehn 111

WALK, O.: Die Darstellung des Orts- und Zeitanteils des Strömungsfeldes aus Ballonaufstiegen während MESOKLIP durch empirische Orthogonalfunktionen 113

MAST, G.: Die thermodynamische Beeinflussung des Massenhaushaltes im Oberrheingraben bei unterschiedlichen Strömungsverhältnissen 116

URBANČIČ, J.: Numerical experiments on bora wind 119

DORWARTH, G.: Der Einfluß von Wolken- und Niederschlagsbildung auf die Überströmung eines Gebirges 122

CZECHOWSKY, P.; RÜSTER, R.; SCHMIDT, G.: VHF-Radarmessungen während ALPEX 124

GROLL, A.: Diffusionsexperimente während MERKUR – Ein Beitrag zur Phänomenologie der Ausbreitung 127

GROSS, G.: Nebel im Alpenvorland aus der Sicht von Wettersatelliten mit hochauflösenden Strahlungssensoren 131

BRUNNER, W.: Föhnbewölkung aus der Sicht der Zugspitze 133

WALKER, A.: Wolkenaufnahmen aus dem Flugzeug zum Thema „Bora“ ..... *

Lokale Phänomene

RICHNER, H.: Lokale Phänomene (Einführungsvortrag) 136

DREISEITL, E.: Windsysteme in Talbecken ..... *

WOOLDRIDGE, G.; THORSON, P.; FURMAN, R.W.: Airflow patterns and momentum flux profiles around an isolated mountain 140

VERGEINER, I.; KLÖTZER, W.: Der Talwind als Modulation des synoptischen Wettergeschehens 143

FREYTAG, C.; HENNEMUTH, B.: DISKUS – Gebirgswindexperiment im Dischmatal – Das Schönwetterwindfeld in einem kleinen Alpental 146

BREHM, M.: Hangwindexperiment Innsbruck – Inversionsauflösung und Gebirgswindsystem 150

ULRICH, W.: Simulation thermisch angeregter Windsysteme im Dischmatal 153

HALBSGUTH, G.; KERSCHGENS, M.J.; KRAUS, H.; MEINDL, G.: Measurements of atmospheric stability in the boundary layer of an alpine valley (Dischmatal, Switzerland) 156

KAPITZA, H.; STILKE, G.: Die Ausbildung der nächtlichen Grenzschicht im Alpenvorland 159

SCHNEITER, D.: Observation des courants locaux au-dessus d'une tour de refroidissement ..... *

HAUF, T.; WITTE, N.: Untersuchungen zur Dynamik nächtlicher Kaltluftflüsse 163

GANDINO, C.: Persistence of cloudy and sunny days at the southern foot of the Alps 166

MAHERAS, P.; ARSENI-PAPADIMITRIOU, A.; BALAFOUTIS, C.: Effets de canalisation des masses d'air le long de la vallée du Vardar sur le temps de Thessalonique 169

DÜTSCH, H.U.: Die sonnenscheinmäßige Bevorzugung der Region Basel bei winterlichen Hochdrucklagen (CLIMOD-Studie) 172

HENNEMUTH, B.; KÖHLER, U.: DISKUS – Gebirgswindexperiment im Dischmatal bei Davos – Abschätzung der Energiebilanz eines Gebirgstales 175

Seite

NODOP, K.; QUENZEL, H.: Bodenoberflächentemperatur eines Gebirgstals aus Radiometermessungen 178

EGGER, J.: Die Druckverteilung im Dischmatal 181

REINHARDT, M.E.; WILLEKE, H.: Temperatur- und Feuchtestruktur der freien Atmosphäre und ihr Tagesgang über einem einseitig geschlossenen Hochgebirgstal aus Motorseglermessungen während DISKUS 183

MÜLLER, H.; REITER, R.; SLADKOVIC, R.; MUNZERT, K.: Aerologische Untersuchungen des tagesperiodischen Windsystems im Loisachtal 186

VERGEINER, I.: Eine energetische Theorie der Hangwinde 189

FLOCCHINI, G.; PASQUALE, V.; SCIARRONE, V.: On the energy wind velocity 192

ĆURIĆ, M.: Cumulonimbus passing across a mountain 195

STEIN, D.; GEORGII, H.-W.: Untersuchungen des atmosphärischen Aerosols im Oberengadin 198

SCHULZE-NEUHOFF, H.: Kaltluftfluß der Alpen bis Landsberg (Lech) wirksam? 201

KRAMM, G.; HERBERT, F.: Bestimmung lokaler Transport- und Depositionsraten in der ABL 204

RENGER, W.; MÖRL, P.; SCHELLHASE, R.: Untersuchung der Zirkulation im Inntal mit Hilfe eines Lidargerätes vom Flugzeug aus 207

Mittel- und Hochgebirgsklimatologie

CEHAK, K.: Alpenklimatologie – ein Statusbericht (Einführungsvortrag) 209

LAUSCHER, F.: 100 Jahre Vb-Wetterlage 213

FLIRI, F.: Eine neue synoptische Klimatographie der Alpen 215

WANNER, H.: Eine Detailanalyse der Durchlüftung in der Schweiz – Konzept und erste Resultate 218

PRIMAULT, B.: Idées fondamentales pour de nouvelles définitions des zones de stimulation en climatothérapie 221

JENDRITZKY, G.: Zum Bioklima im Mittel- und Hochgebirge 223

BLUMTHALER, M.; CANAVAL, H.; AMBACH, W.; EISNER, H.: Messungen der solaren UV-Strahlung mit selektiven Empfängern im Hochgebirge 226

ZANELLA, G.: Confronto climatologico tra due stazioni di Vetta: M. Cimone et M. Paganella 229

ENDERS, G.: Klimatologische Studien im Nationalpark Berchtesgaden 232

KUHN, M.; NICKUS, U.; PELLET, F.: Die Niederschlagsverhältnisse im inneren Ötztal 235

LUCÁČ, J.; SECO, J.: Sonnenstrahlung und Temperatur im Gebirge 238

SNEYERS, R.: Sur la determination de la répartition des valeurs maximales à partir de celle des grandes valeurs 240

CANTÙ, V.: Il programma di ricerca della Comunità Economica Europea nel settore della climatologia. Aspetti interessanti i congressi di meteorologia Alpina. 242

KIRCHHOFER, W.: Klimakarten für die Schweiz 244

AUBERT, C.: Gewitterkarte der Schweiz/Klima von Genf ..... *

KRAMES, K.: Die Blitzbedrohung in Süddeutschland 246

VOLKERT, H.: Analyse südbayerischer Klimadaten mit empirischen Orthogonalfunktionen 249

SCHMEISS, L.R.: Ein-Tages-Großschneefälle in Oberösterreich ..... *

SECO, J.: Über Bodentemperaturen ..... *

SAHSAMANOGLOU, H.S.: The summer snowfall in the Mount Olympus area ..... *

RUDEL, E.: Teilautomatische Klimastation in den österreichischen Alpen 251

DRONIA, H.: Die eiszeitliche Vergletscherung des tibetanischen Hochplateaus aufgrund neuerer Werte der Schneegrenzdepression in Nordost-Tibet nach der „Ersten deutsch-chinesischen Tibet-Expedition 1981“ 254

HOČEVAR, A.: Comparison of photosynthetically active radiation and accumulated energy in the biomass on alpine meadows ..... *

GRESSEL, W.: Zur Klimatherapie in Höhlen und Stollen 256

Hydrologie und Glaziologie Seite

REINWARTH, O.: Bemerkungen zum Eis in der Hydrosphäre (Einführungsvortrag) 259

PFISTER, Ch.: Klima- und Gletscherschwankungen in den Schweizer Alpen vom frühen 16. bis ins 19. Jahrhundert ..... *

ESCHER-VETTER, H.: Energiehaushalt und Abfluß des Vernagtferners: Ergebnisse für die Ablationsperiode 1980 266

BÖHM, R.: Das Wurtenkees in der Goldberggruppe (Hohe Tauern) – Ein Gletscher mit „anomalem" Verhalten 270

VIVIAN, H.: Influence des amènagements hydroélectriques sur les écoulements naturels dans les Alpes françaises du nord ..... *

RISSER, V.: Statistical techniques to modelize the snow cover evolution during the spring in mountainous environment 273

FLOCCHINI, F.; PALAU, C.; NICOLINI, P.: Ice accretion at Mt. Capellino during the winter 1981/82 277

BAUMGARTNER, A.; REICHEL, E.; WEBER, G.: Hydrologische Karten der Alpen 280

KUHN, M.; STOCKINGER, F.: Die spektrale Albedo von Schnee und Eis 282

KIESLE, H.: Albedo-Untersuchungen an einem Gletscher mit Hilfe von Schwarzweiß-Fotografien 284

BEHENG, K. D.: Eine numerische Studie über die Vereisung kontinentaler und maritimer konvektiver Wolken 287

WACKER, U.; HERBERT, F.: Theoretische Modellierung des Kondensationswachstums für Regentropfenspektren 289

Autorenverzeichnis 292

Verzeichnis der Internationalen Tagungen für Alpine Meteorologie (Tagungsberichte) 293

AN OVERVIEW OF ALPEX

Joachim P. Kuettner
World Meteorological Organization, Geneva
(on leave from National Center of Atmospheric Research, Boulder, USA)

When the Global Atmospheric Research Programme (GARP) was created the intention was to address several major scientific problems which were holding up progress in numerical weather simulation and prediction. One characteristic of the identified problems was that they were inherently too complex to be attacked and solved by conventional means. Their complexity was given primarily by the number of scales affected by the phenomena under consideration, by the mutual interaction of these scales and by the need to observe them all simultaneously.

This type of problem always requires complicated, multi-scale observational set-ups and can usually be accomplished only by massive, well-prepared cooperative efforts of many nations. Obviously this cannot be done very often, because the scientific and economical resources available to the atmospheric and oceanographic sciences are limited, even if taken worldwide. Therefore one had to be selective in singling out the most critical atmospheric problems. This was done by the Joint Organizing Committee of ICSU and WMO representing the international scientific community on the one hand and the governments on the other. In this way, five major problem areas were identified for international exploration. These (and their related field projects) were:

1. the interaction between ocean and atmosphere (BOMEX/AMTEX)
2. The mechanism of the tropical heat engine (GATE)
3. The mechanism of the monsoons (MONEX/WAMEX)
4. The airflow over and around mountains (ALPEX)

In addition to these, the well-known one-year synoptic observation of the total global weather was accomplished by the extraordinary effort of the World Weather Experiment (FGGE).

The Alpine Experiment of 1981/82 is the last in this series of projects and brings to an end the unique decade of international scientific cooperation under GARP. The decision to conduct this experiment goes back to 1974 when Charney and Hide proposed studying "the airflow over and around mountains". Hidden under this simple phrase is a host of difficult problems because mountain complexes affect the atmosphere on practically all scales between about 1 and 10,000 km.

It is interesting that the main effort in orographic research during the last fifty years has been on the two ends of the scales, namely, after the discovery of the leewaves

in the 1930's, on the gravity scale of about 10 kilometres and, since the work of Charney and Eliassen in the late 1940's, on the planetary scale of about 10,000 km. In the first case the enormous number of papers on mountain waves neglects, with few exceptions, the Coriolis force. In the second case, the emphasis is primarily on the role of the major mountain ranges of the Northern Hemisphere in quasi-steady circulation pattern such as "blocking".

The most important weather producing effects however lie in between these scales, namely in the synoptic and subsynoptic scales. A good example is the cyclogenesis in the lee of mountains. It is this range of scales on which recent research has been focused, driven in part, by the difficulties of existing numerical models to predict developments of this type. For these models the problem how to represent mountains and their effects properly, is not only a problem of scale - mountains the size of the Alps hardly cover more than a few gridpoints - it is also a question of taking into account the steepness of a mountain range and how to handle the physics of the airflow.

The Alpine Experiment was originally called "MOUNTEX" indicating that this was an investigation of mountain effects in general (perhaps this was a better name). The Alps are a relatively small mountain range. They are only about 1,000 km long and 200 km wide. Large two-dimensional mountain ranges such as the Rocky Mountains, the Andes and the Himalayas are, in some respects, easier to deal with than the Alps. What is attractive about the Alps from a scientific viewpoint is, among many other things, that they are just in the critical range of scales where we can learn most. The Alps produce practically all interesting mountain phenomena. In fact they have the highest frequency of cyclogenesis in the northern hemisphere.

For a mountain range of this size one would not expect direct planetary scale effects because the β changes are too small. Interestingly enough, however, the Alps appear to influence indirectly, during lee cyclogeneses, even the planetary waves (both amplitude and phase speed) and may therefore participate in the development of "blocking" situations.

1 SCIENTIFIC OBJECTIVES

Let me recall briefly the scientific objectives of ALPEX.

There is a general objective and there are a number of specific objectives. In abbreviated form the meteorological objectives are as follows:

The General objective:

to determine the mass and flow field over and around the mountain complex under varying synoptic conditions.

The specific tasks:

to study:

- the mechanism of lee cyclones
- the deformation of fronts by mountains
- the total drag of the mountain range and its components including momentum transports
- special mountain wind systems, such as Foehn, Bora and Mistral

- radiative and latent heat effects
- orographic precipitation and floods
- transport of atmospheric constituents including pollution in mountainous terrain.

While these objectives are not listed in priority, there is little doubt that the understanding and predictability of lee cyclones, such as the Genoa cyclone, are key problems for many forecasting centres, not only in Europe but in other parts of the world.

There is also a large oceanographic component called MEDALPEX (for Mediterranean ALPEX). It was focused on the effects of wind forcing on the dynamics of the Mediterranean Sea, including storm surges and coastal pile-up. Severe weather conditions, when oceanographic ships often cannot operate, were of special interest. Practical aspects of this research are the plankton distribution and production and the improvement of storm surge prediction models, for example in the Venice area of the Adriatic Sea.

2 OBSERVING PERIODS AND EXPERIMENT AREAS

There is a one-year low-intensity observing period called the "ALPEX Observing Period" (AOP). It will end on 1 October 1982. And then there was the two-month high-intensity period, the so-called "Special Observing Period" (SOP) which covered the months of March and April 1982. From a viewpoint of climatology as well as from an operational viewpoint, March and April were selected as the most favourable months.

Figure 1 shows the outer experiment area which serves to identify the basic flow impinging on the Alps.

Figure 2 shows the inner area which contains all the special observing systems. Note the unprecedented density of upper-air stations around the Alps and the ship tracks of the USSR ships going to and coming from NAOS station CHARLIE making rawind soundings on the way.

3 OBSERVING SYSTEMS

It is remarkable that at a time of great economic stress throughout the world it was possible to mount this experiment and to match so closely the original experimental design. Table 1 lists some of the special observing systems:

Table 1 - ALPEX SPECIAL OBSERVING SYSTEMS

Land	- 34 additional upper-air sounding stations (including 11 temporary stations)
	- 62 microbarographs along mountain slopes
	- 24 radars (available to ALPEX)
Air	- 17 aircraft
Sea	- 11 ships, 28 buoys
	- 35 tide gauges
Space	- Meteosat 2 (rapid scans)
	- Tiros-N
	- Nimbus 7 (TOMS - ozone)

The special upper-air stations augmented the World Weather Watch by about 5,000 extra soundings. Critical gaps in the Mediterranean were filled by the USSR ships and by dropwindsondes from US aircraft.

The microbarographs were installed along the mountain slopes of the Gotthard and Brenner sections of the Alps and the Bora

section of the Dinaric Alps in Yugoslavia (see Figure 3). Their measurements, together with those of the overflying aircraft should give a very interesting estimate of the mountain drag and the vertical momentum flux.

The participating aircraft included some highly-instrumented short, medium and long-range aircraft and a number of instrumented motorgliders. They operated from various bases but in a coordinated way. The turboprop (USA) and jet aircraft (FRG) were based at Geneva-Cointrin (Figure 4).

4 PARTICIPANTS

Twenty nations participated in ALPEX. They pooled their resources to achieve this composite observing system and contributed the funds required to second personnel and support the necessary research. These nations are listed in Table 2.

Table 2 - ALPEX PARTICIPANTS

1. Nations

Austria	Italy
Belgium	Netherlands
Canada	Poland
Czechoslovakia	Romania
France	Spain
Fed. Rep. of Germany	Switzerland
Greece	USA
Hungary	USSR
Yugoslavia	

Also contributing were:
Israel, Portugal and Turkey

2. International Agencies
European Space Agency - (ESA)
European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF)

3. MEDALPEX Participants (Oceanography)

Belgium	Monaco
France	Spain
Italy	USSR
	Yugoslavia

5 THE ALPEX OPERATING CENTRE (AOC)

Geneva was selected as the AOC because of its excellent facilities and cooperative authorities. The Director of Research of the Swiss Meteorological Service, Dr. Gutermann, was Operations Director. The Centre housed a total of 170 people from many countries and was run smoothly by an international staff. All flight missions were planned jointly by the scientists with excellent data input and with the help of an international forecasting team. Lively exchange of ideas between scientists helped to adjust the project to the given weather. Twenty-two seminars were held during the SOP. The Centre implemented about 20 intensive observing periods during which the observing frequency was doubled.

6 AIRCRAFT OPERATIONS

The turboprop and jet aircraft operating out of Geneva functioned nearly flawlessly. 94% of the available flight hours were flown and, by careful planning, a good balance between the various scientific objectives was achieved. Cooperation between pilots and scientists was among the best of all GARP projects, in spite of very ambitious flight tracks and difficult air traffic control problems. The European flight controllers were most cooperative and patient. Many so-called "missed approaches" as well as horizontal zig-zag and vertical sawtooth profiles were

accommodated by them. A friendly international cooperation was one of the marks of this project.

The scientific success rate (in terms of performance of the observing programme and the weather encountered) was estimated by the responsible mission scientists for each flight resulting in the following figures:

Lee cyclogenesis	82%
Fronts and "split flow"	76%
Mountain winds	63%
. Bora, Mistral	80%
. Foehn, Leewaves	55%

This compares well with earlier projects, but reflects the difficulties we had with encountering favourable Foehn situations.

Many of the 17 aircraft participating in ALPEX (including a small fleet of motor-gliders) were operated under national programmes from bases other than Geneva. However, most of these flights were co-ordinated from the AOC with those of the turboprop and jet aircraft. This was especially true for the two French aircraft based at St. Raphaël which studied the structure of the Mistral.

7 WEATHER EVENTS DURING THE SOP

The project had barely started when the atmosphere decided to offer a dish almost too lavish to digest. On the very first day a fast forming and fast disappearing lee cyclone surprised everybody. It had not been forecast. A few days later a classical lee cyclone developed, predicted by all three medium range forecasting models (ECMWF, Offenbach and Washington). It was thoroughly probed. In-between a frontal passage occurred which the aircraft tried to intercept. The prediction of the proper time and location of frontal passages turned out to be a difficult task throughout the SOP.

It was hoped, based on statistical information, that 2 lee cyclones would be encountered during the SOP. Nature provided 6 cases, 3 of which were properly forecast more than three days ahead of time. The others suffered from contradictory forecasts by the various models or were missed altogether. A more thorough intercomparison of the three model forecasts with regard to lee cyclogenesis would be desirable.

In late March and early April a "blocking" situation produced light northerly to easterly flow, which favoured the development of the Bora winds over the Dalmatian coast but not much else. Impressive data about the Bora could be collected by the aircraft, the microbarographs and from special upper-air soundings by Yugoslavia. Towards the end of April again lee cyclogeneses occurred.

In summary, the two months of the SOP provided outstanding opportunities for the study of lee cyclogenesis and of Bora flow. Good opportunities also arose for the investigation of Mistral, frontal passages and the airflow around mountains. The northerly flow conditions prevailing through most of the two months did not offer classical Foehn conditions with strong southerly flows. This was perhaps the only serious shortcoming of ALPEX. Under the given circumstances the flight missions were

extended to the Pyrenees where several good leewave conditions were encountered. Also weak to moderate north or north-west Foehn over the Alps could be investigated.

8 DIFFICULTIES ENCOUNTERED

In every field project difficulties of various kinds have to be overcome. Although less than in other projects, some of the troubles experienced in ALPEX may be mentioned here.

The phenomena of interest to ALPEX often occurred simultaneously: lee cyclones, north Foehn, Mistral and Bora are favoured by similar synoptic situations. This made optimum mission planning quite difficult. While several opportunities were missed, the scientific mission planning was generally very satisfactory.

Another more serious shortcoming, the lack of south Foehn situations, was already mentioned. The evasive action taken was to go to another place (the Pyrenees), however without microbarographic data. These were difficulties provided by nature. There were others.

For the first time there was serious radio interference with the dropwindsonde signals over the Mediterranean Sea. Through government cooperation some sources were found and eliminated. By mapping the interference, techniques were developed to avoid the most troublesome spots. Difficulties with the scanning mechanism of METEOSAT II began in late March. As a consequence the "rapid scans" needed for cloud vector wind determination had to be terminated after three weeks.

Finally, one of our aircraft was hit twice by lightning punching each time a hole into the tail. In both cases the ground crews had the aircraft ready on the next day.

9 PRELIMINARY SCIENTIFIC IMPRESSIONS

Definite scientific conclusions will have to await the validated data sets. During a field phase, however, the participating scientists already receive scientific "impressions" from the quick-look data available on the spot. The consensus of a group of leading scientists gave the following impressions:

9.1 Lee cyclogenesis

As has already been mentioned, various numerical models used as medium-range forecasting tools during ALPEX gave differing results. Fast moving, short-lived lee cyclones were not properly forecast. It appears that a thermally unbalanced jet-stream observed repeatedly in ALPEX plays an important role in the development of lee cyclones; so does a pronounced low-level flow around (rather than over) the mountains not sufficiently manifest in the model predictions. Good data should also become available for studying the relation between lee cyclogenesis and blocking.

9.2 Airflow around mountains ("flow splitting")

To an unexpected degree, low-level cold air (under 3 km) often manages to flow around, rather than over, the mountains whereby the area in which the "splitting" of the flow occurs remains quite localized and stationary, (Figures 5 and 6). This process affects many of the phenomena studied in

ALPEX, (frontogenesis, frontolysis, lee cyclogenesis, Mistral, etc.). It is also, in part, responsible for differences in the types of Foehn encountered. This behaviour of the boundary layer is not sufficiently incorporated in existing models which tend to move the air over, rather than around, the mountains. A more realistic treatment of the low-level flow in numerical models is necessary.

9.3 Bora

The mechanism of the Bora was repeatedly studied over the Dalmatian coastal mountains. In certain cases the flow resembled a purely hydraulic flow with the top of the westward flowing cold air continuously descending and accelerating over a distance of about 50 km upwind of the coastal mountains. Heavy downslope winds then hit the sea surface in an apparently supercritical flow causing severe sea state, followed by the formation of a hydraulic jump with severe turbulence (Figure 7). In other cases the flow was more complex depending on the vertical and horizontal wind profiles. Displacements of the tropopause height by more than 1 km were observed. Cases with a "critical level" where the easterly wind component changes to west were likewise investigated. These examples are a somewhat arbitrary selection of a great number of preliminary scientific results that are emerging from ALPEX.

10 NATIONAL PROGRAMMES

The data sets originating from the international ALPEX observing system are going to be used by each of the participating nations in different ways, according to their own specified research tasks. In addition, many of these national programmes have operated observing systems in their own country, synchronised with the international observations and tailored to their specific interests. Some of these national efforts were quite substantial such as the French Mistral programme, the "Merkur" project of the Federal Republic of Germany over the Inn valley, the Yugoslavian study of the Koshava wind, the Polish programme in the Tatra mountains and certain oceanographic studies in the western Mediterranean and the Adriatic Sea.

More than 100 scientific tasks have been identified by the various nations during ALPEX ranging from studies of local circulations to those of the planetary scale. Many of the programmes also dealt with radiation, and atmospheric constituents, both in the planetary boundary layer and in the free atmosphere.

As their results emerge we will hear more about them.

11 DATA MANAGEMENT

During the field phase all data and plots available at the Operations Centre were put on microfilm. They became a part of the quick-look data set for early scientific work which has been assembled by the International ALPEX Data Centre (IADC). This centre was established at the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) in Reading, U.K., under the direction of Mr. Joël Martellet.

It may be mentioned that 96.5% of the over

20,000 upper-air soundings taken during the SOP in the ALPEX area were received by the IADC shortly after the field phase, an excellent performance indeed.

For the final validated data set (the so-called level II-b data set) the 14 National and 12 Special ALPEX Data Centres (NADCs and SADCs) are in the process of collecting and formatting their data. The IADC is supposed to receive these data by 1 November 1982 and to deliver the final ALPEX data set to the World Data Centres in summer 1983. It will be available to all scientists.

An Atlas containing all (actual) flight tracks - together with satellite images and weather maps - is being produced by NCAR, USA, to be available in the Autumn of 1982.

12 FUTURE EVENTS

12.1 Publications and Film

Preliminary scientific results obtained by participating scientists - based on quick-look data - are being published by WMO in a special volume of the ALPEX series. Many interesting manuscripts have already been received. A comprehensive report on the field phase of ALPEX is in print and should be available shortly. Efforts are also under way by WMO to produce an international film on ALPEX and on GARP in general. It should be available in early 1983.

12.2 Meetings and Symposia

There will be an ALPEX Working Group meeting followed by an Intergovernmental Panel Meeting in October 1982. Among others, future international meetings including ALPEX scientific symposia and "workshops" during 1983 and 1984 will be discussed. Besides an ALPEX symposium during the 1983 Hamburg meeting of IAMAP, an ALPEX conference in Venice in early 1984 is presently under consideration.

13 CONCLUSION

There is no doubt that ALPEX will produce a remarkable data set and that the new scientific insights into the complex problem of multi-scale orographic flow will have an impact on weather prediction in mountainous areas in general.

With ALPEX the Global Atmospheric Research Programme with its unique series of international field projects comes to an end. The data provided by these projects will keep the world's scientists occupied for a long time. But it is not only data that these projects have produced. They have focussed the interest of the scientific community in general on specific problems of great significance, resulting in entirely new ideas and concepts.

Beyond these scientific exploits we should remember that the unprecedented cooperation among countries, scientists, international organizations and individuals achieved during GARP has been able to overcome all political, economic, cultural and technical differences. We must make a conscious effort to continue these bonds beyond GARP.

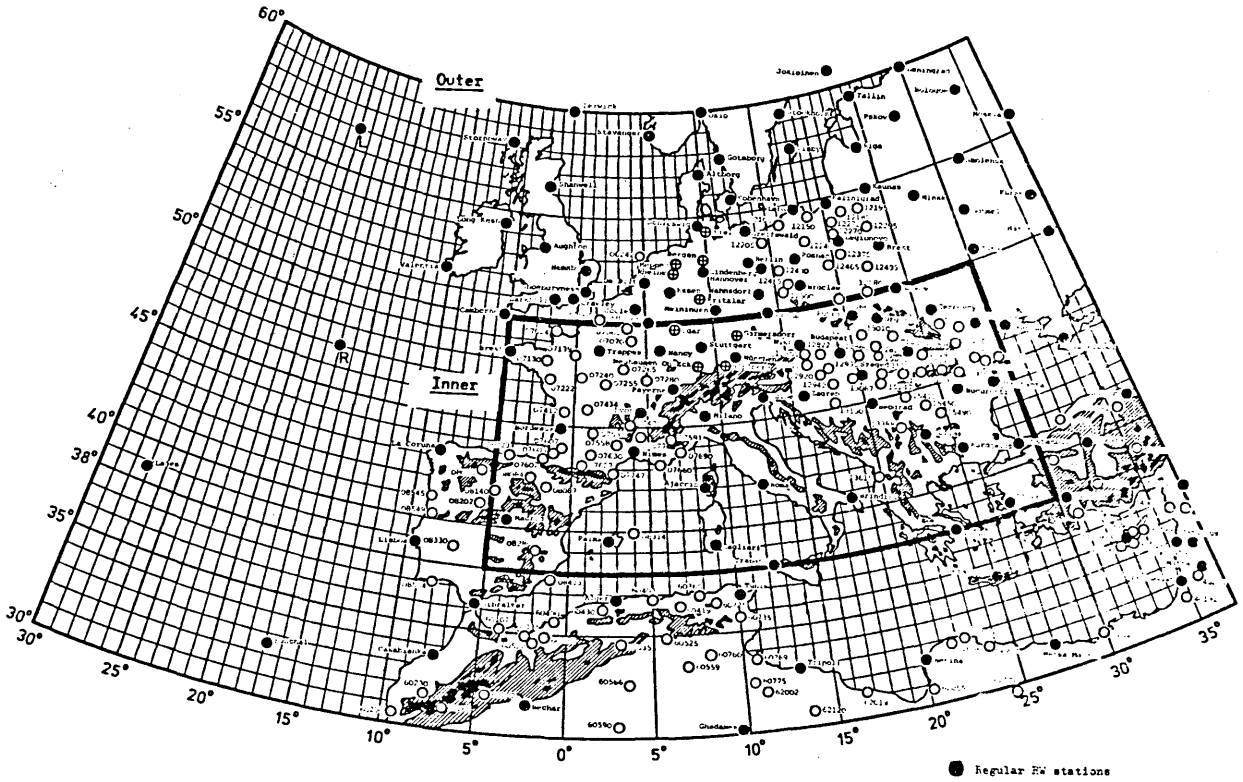


Fig. 1 Outer and inner ALPEX experiment areas

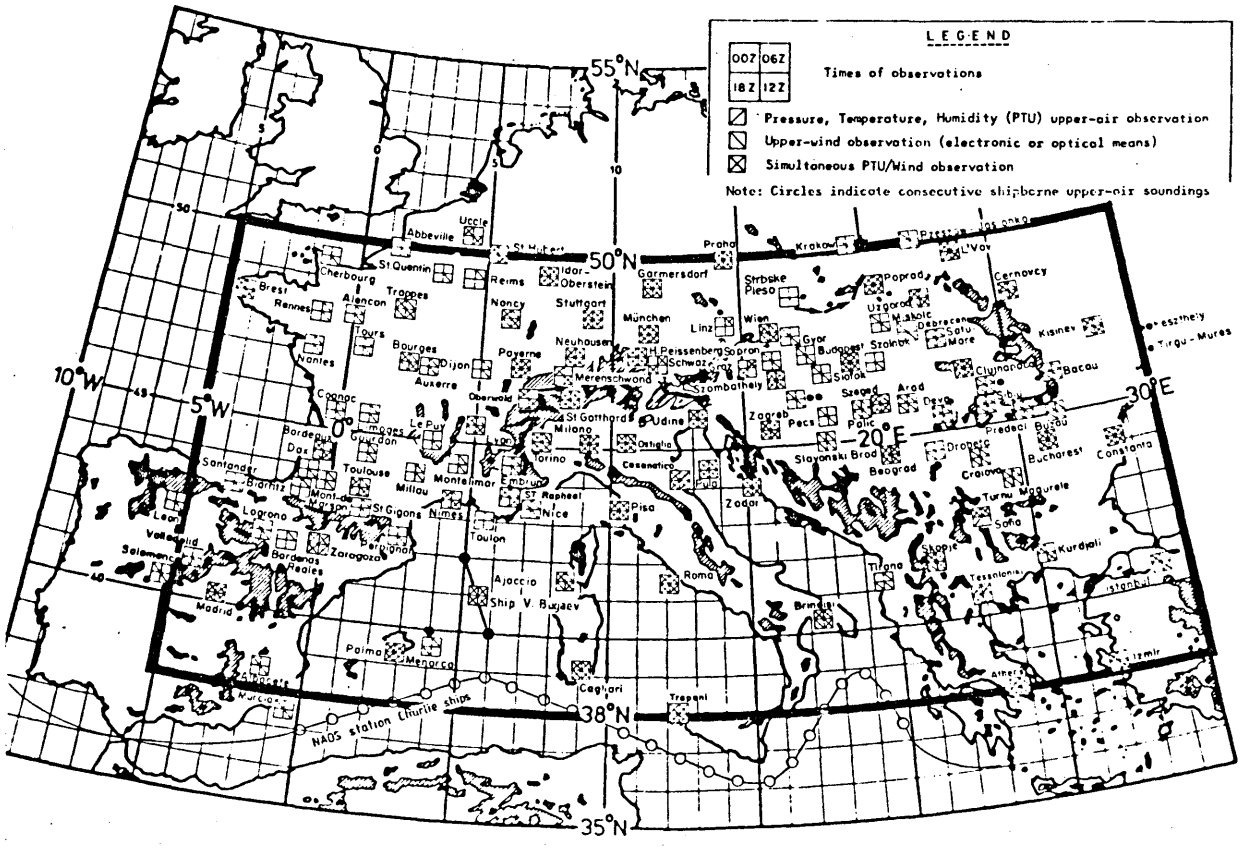


Fig. 2 The inner ALPEX experiment area with Upper Air sounding stations

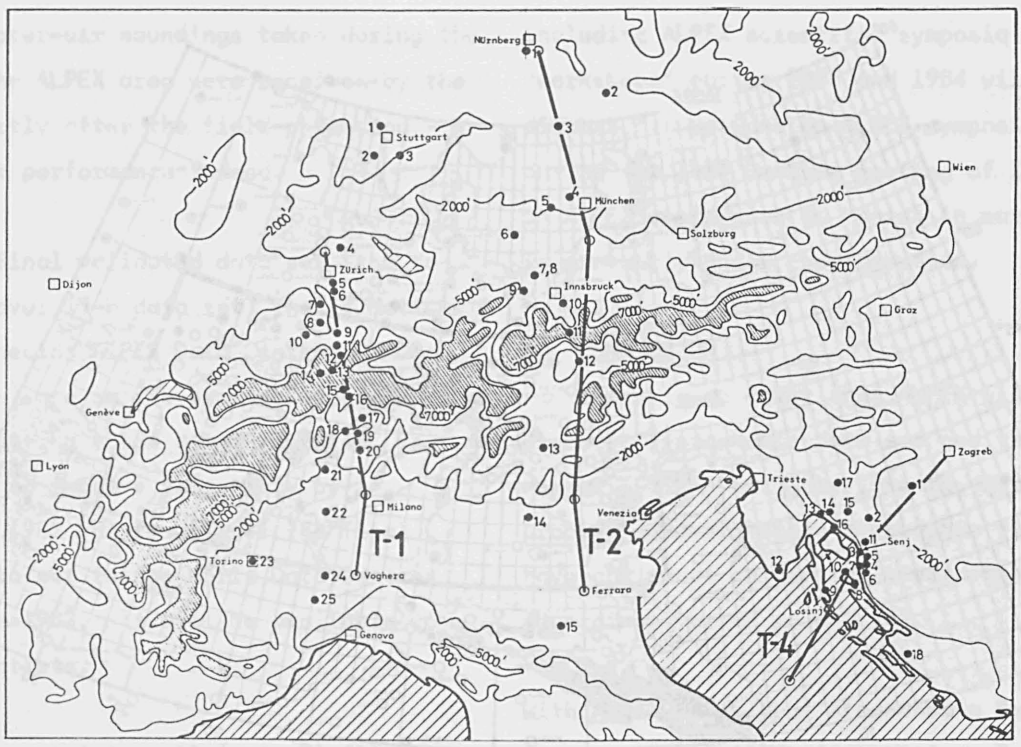


Fig. 3 Network of microbarographic surface stations across Alps and Dalmatian coast.

T-1 = St. Gotthard section (under flight track Tango-1)

T-2 = Brenner section (under flight track Tango-2)

T-4 = Bora section (under flight track Tango-4)

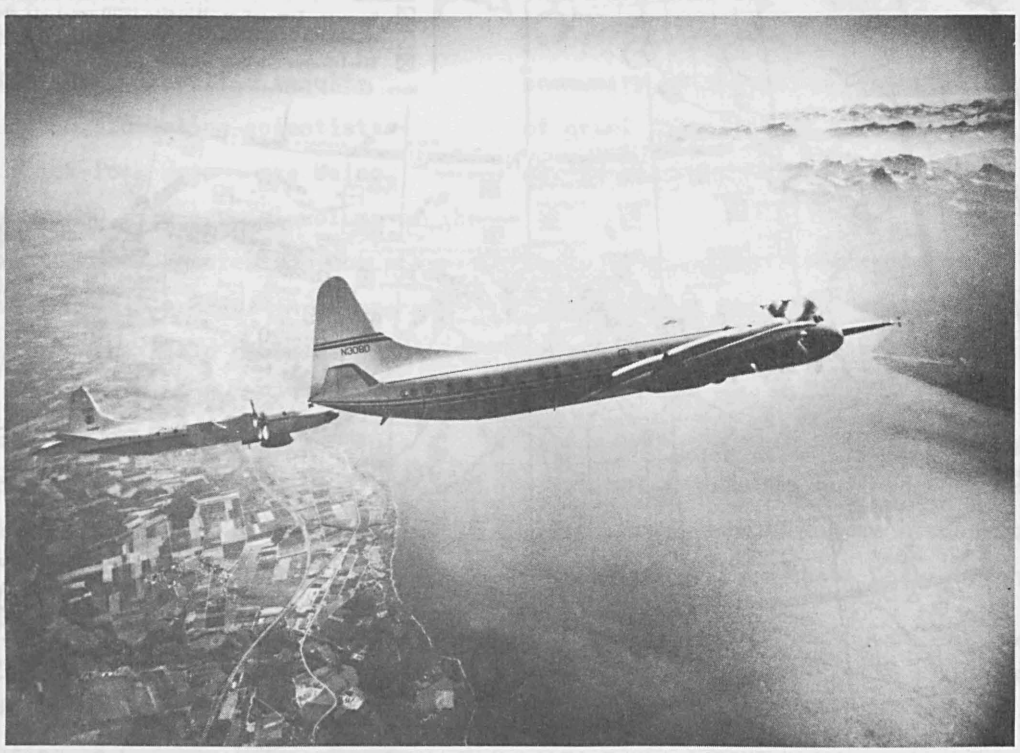


Fig. 4 Electra (right) and P-3 (left) turboprop aircraft (USA) as seen from Falcon jet aircraft (FRG) over Lake Geneva during intercomparison flight

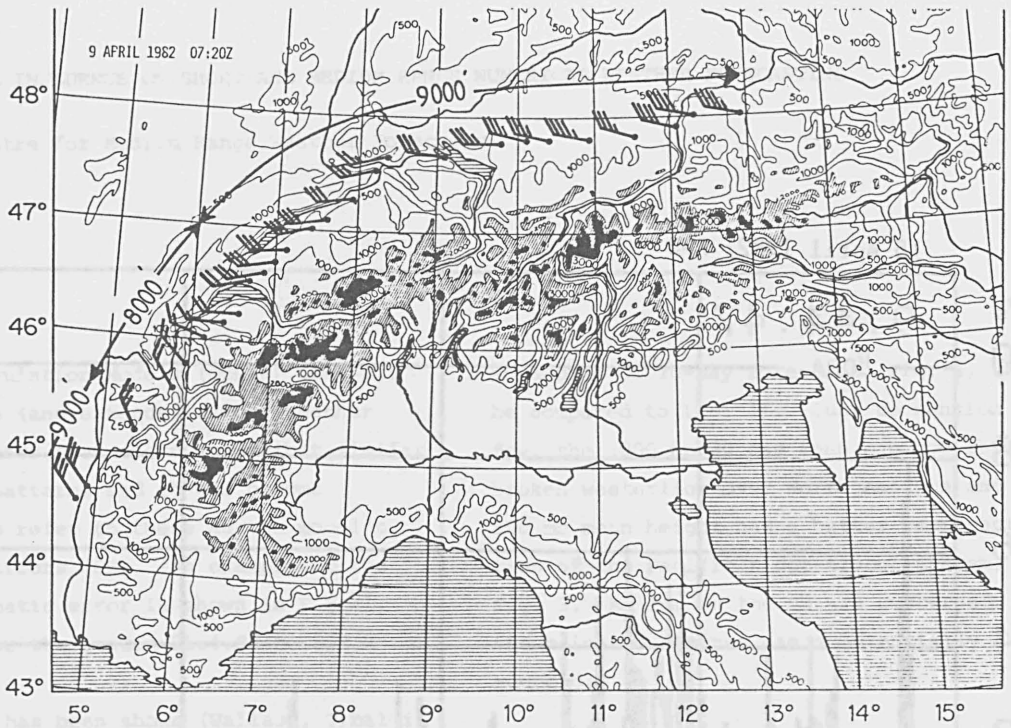


Fig. 5 Flow around Alps at 8-9000 ft. (about 2.5 km) altitude on 9 April 1982 from P-3 aircraft measurements. Note "split point" near 46°N 6°E, unchanged from 07:20 to 13:00 GMT

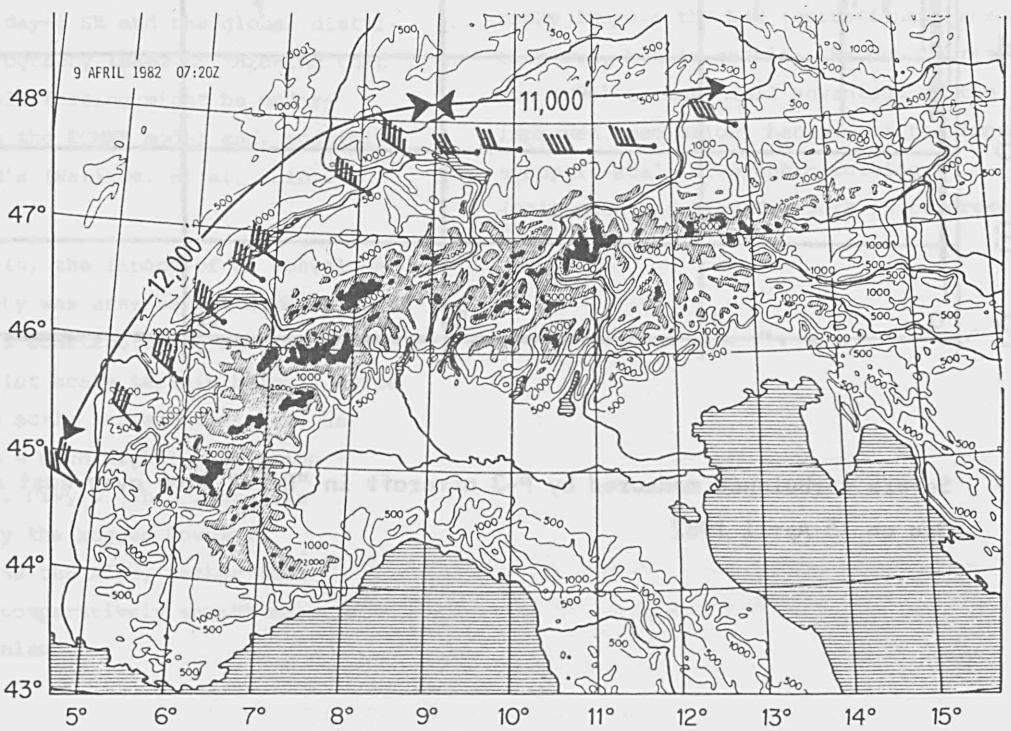


Fig. 6 Flow across Alps at 12,000 ft. (about 3.5 km) on 9 April 1982 from Electra aircraft measurements

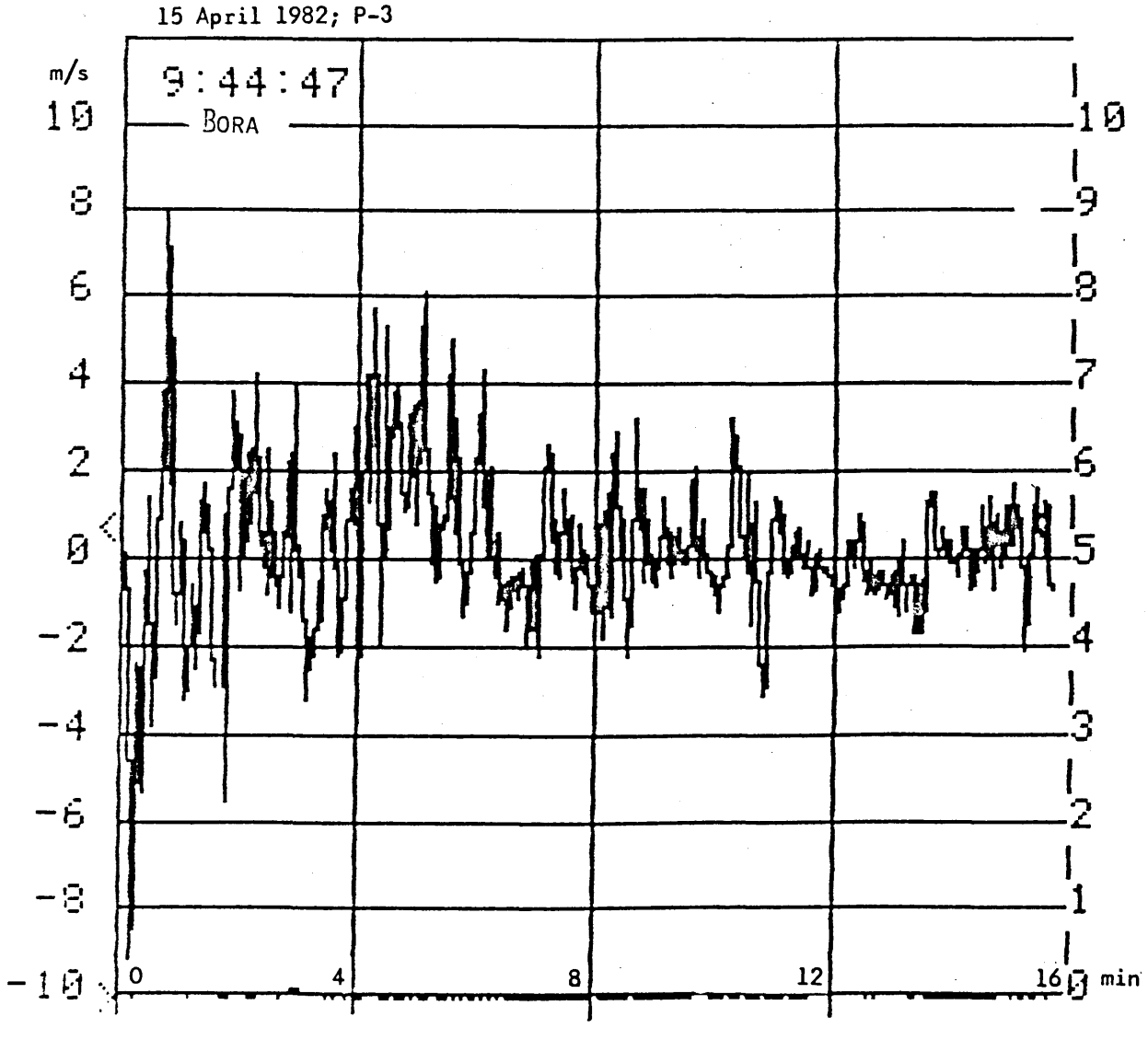


Fig. 7 Severe turbulence measured by P-3 aircraft in "Bora" flow over east Adriatic Sea on 15 April 1982

OROGRAPHICAL INFLUENCE ON SHORT AND MEDIUM RANGE NUMERICAL WEATHER FORECASTING

S. Tibaldi
European Centre for Medium Range Weather Forecasts

General Circulation Models (GCM's) used for medium range (and extended range) weather prediction have been shown to exhibit similar mean error patterns and it has become customary to refer to these as the model's Systematic Errors (SE). An example of the ECMWF systematic error is shown in Fig. 1, averaged over the period 25.1.82 to 9.2.82.

Recently it has been shown (Wallace, Tibaldi and Simmons, work in progress) that the mean 10-day SE error can be very well reproduced by inserting the mean day-1 SE as a forcing in a simple barotropic model (Fig. 2). This barotropic nature of the error growth, coupled with a high degree of correlation between the day-1 SE and the global distribution of orography leads to thinking that the orographic forcing might be underestimated in the ECMWF model and, possibly, in other GCM's (Wallace, et al, ibid).

To verify this, the impact of an "envelope" type orography was assessed at ECMWF. This orography was constructed by adding, to the mean grid-point scale terrain height, twice the sub-grid scale terrain variance, as derived from a much higher resolution dataset (U.S. Navy). This increases significantly the rugged mountain ranges such as the Alps, rather than large-scale comparatively smooth massifs, such as Greenland.

The effect of such an improved orographic forcing can be seen both in "short-climate" 50-day integrations (Fig. 3) and in ensembles of 10-day forecasts (Fig. 4, to be compared to Fig. 1). Just to mention a few, the 1000 mb 30 day mean map now shows broken westerlies over North America and the 500 mb mean height has a better representation of the Pacific ridge-trough system, Fig. 3. As far as the SE are concerned, the main two centres are substantially reduced.

Fig. 5 shows initial conditions and verification MSLP maps (2 days later) for a Genoa cyclogenesis case-study using the ECMWF Limited Area Model (LAM).

Not only does the use of an envelope orography improve the N48 (operational) resolution run, but it enables the double resolution run (N96) to take full advantage of the improved resolution, because of the improved synoptic-scale orographic forcing. (Dell'Osso and Tibaldi, work in progress).

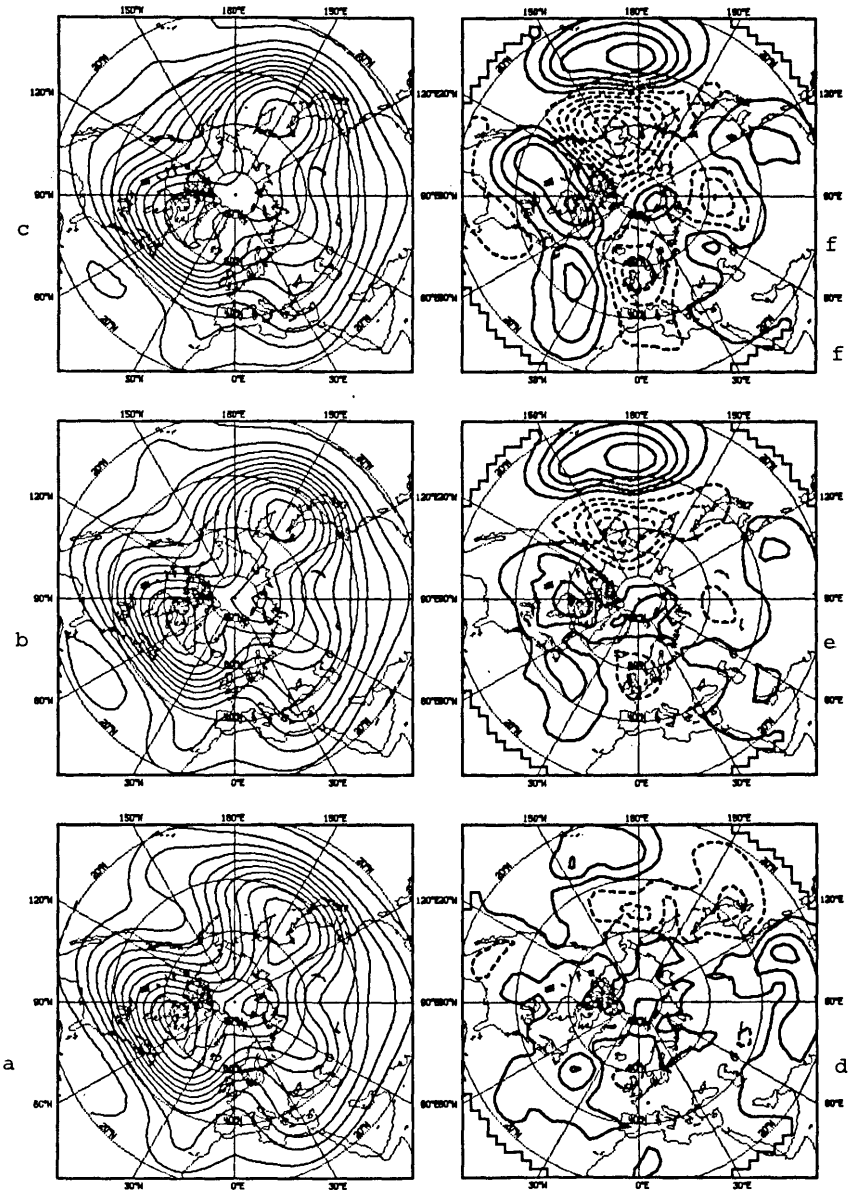


Fig. 1a Mean observed NH 500 mb height map for the period 25.1.82 to 9.2.82.

Fig. 1b Mean day 2 to 5 ECMWF operational forecasts for the same period

Fig. 1c Mean day 5 to 8 ECMWF operational forecasts for the same period

Fig. 1d Mean day 1 ECMWF forecast error for the same period

Fig. 1e Mean day 2 to 5 ECMWF forecast error for the same period

Fig. 1f Mean day 5 to 8 ECMWF forecast error for the same period

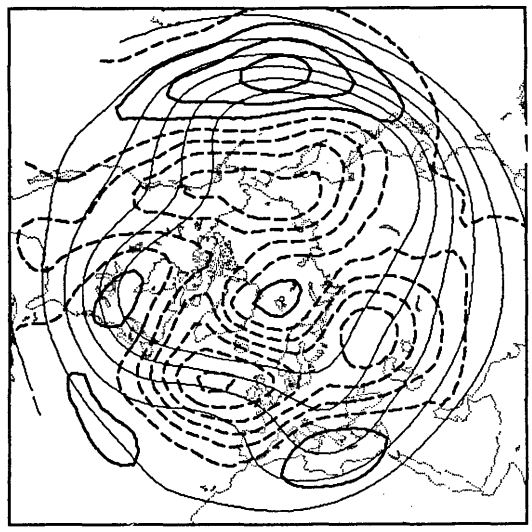


Fig. 2a Mean 300 mb height day 10 ECMWF forecast error for winter 1981, superimposed on the observed mean flow map, (thin, continuous).

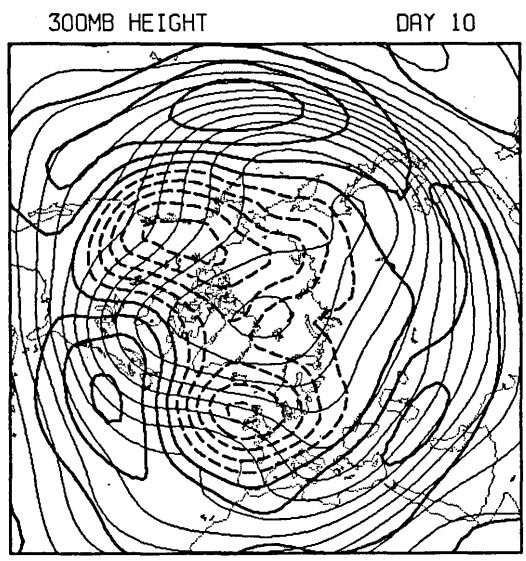


Fig. 2b Simulated Day 10 error obtained by inserting the mean 300 mb height day 1 ECMWF forecast error for winter 1981 as a steady forcing in a barotropic model.

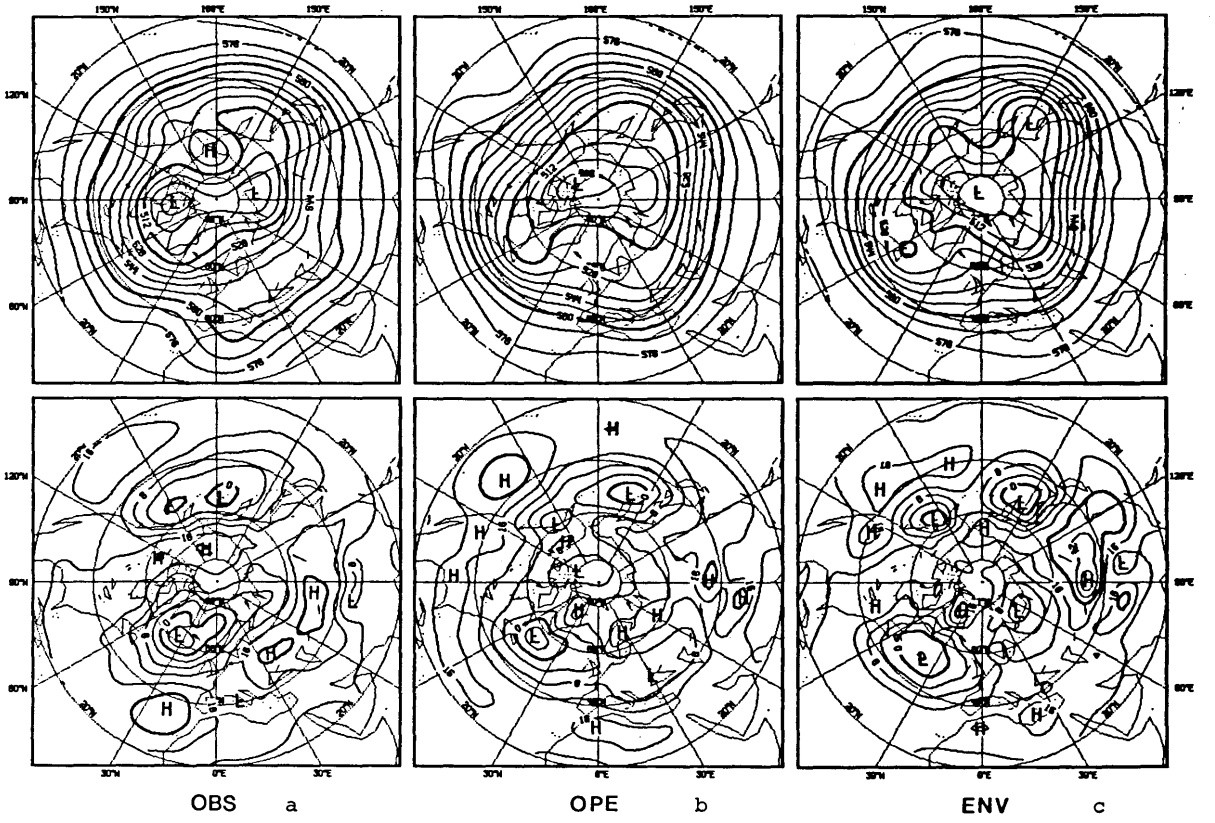


Fig. 3 Mean 500 mb height (top) and 1000 height (bottom) for the last 30 days of two 50-day model runs. a) observed verification, b) operational model run, c) envelope orography run.

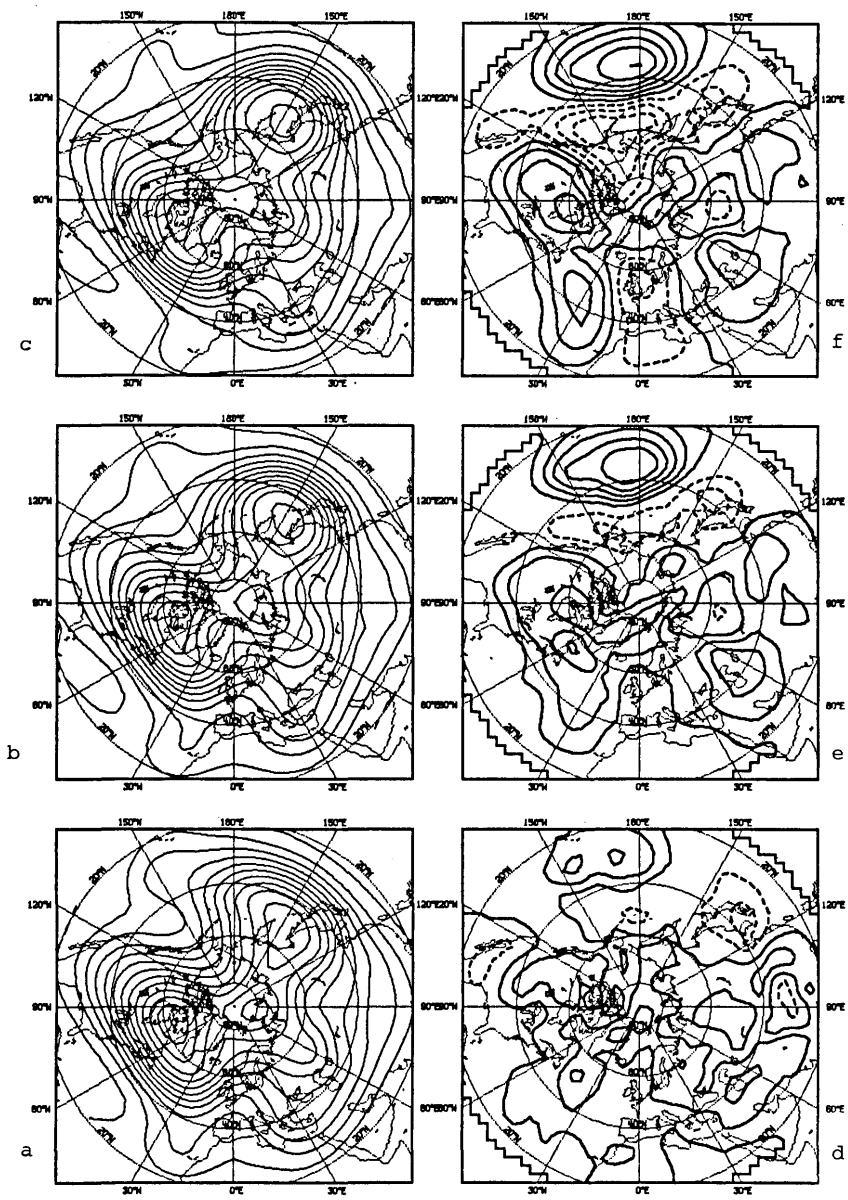


Fig. 4 As Fig. 1 but for the same ensemble of 10 day forecasts rerun with envelope orography

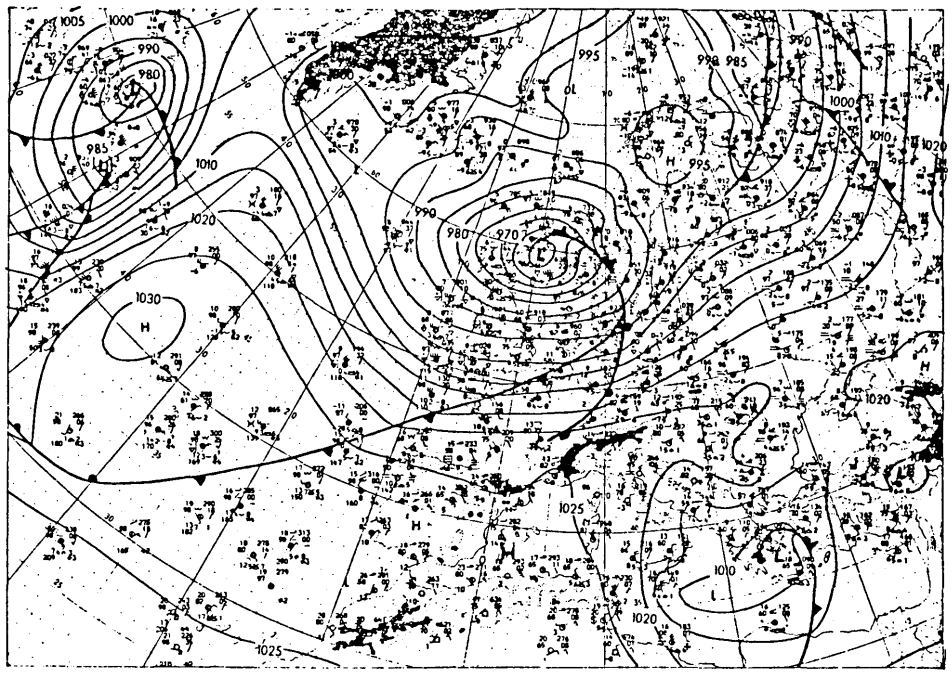


Fig. 5a MSLP for 3.3.1982 12 GMT observed (initial conditions for LAM run)

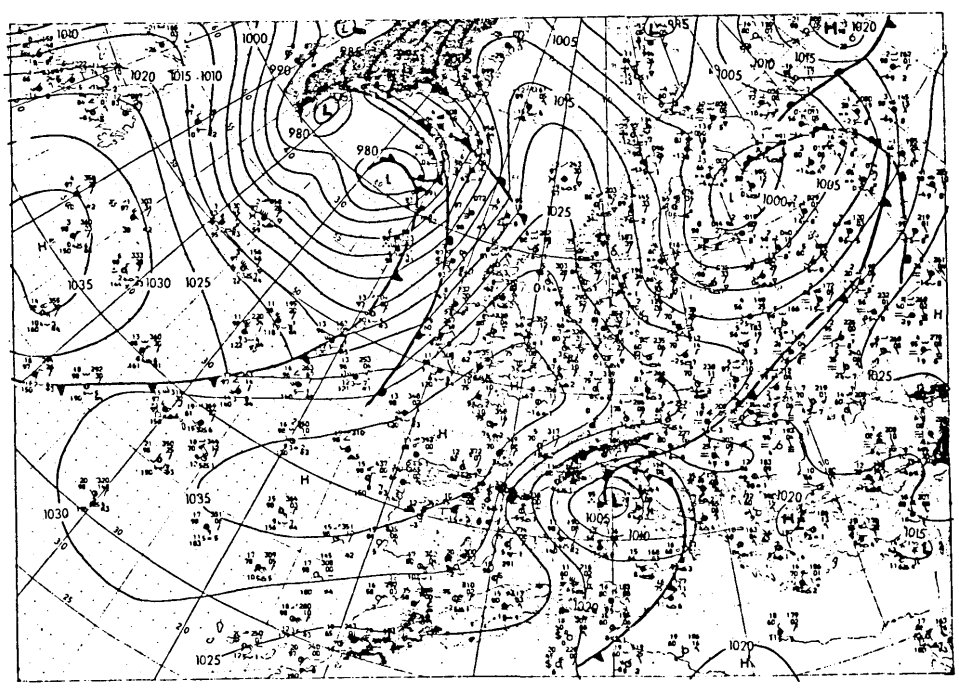


Fig. 5b MSLP for 5.3.1982 12 GMT observed (Day 2 verification for LAM run)

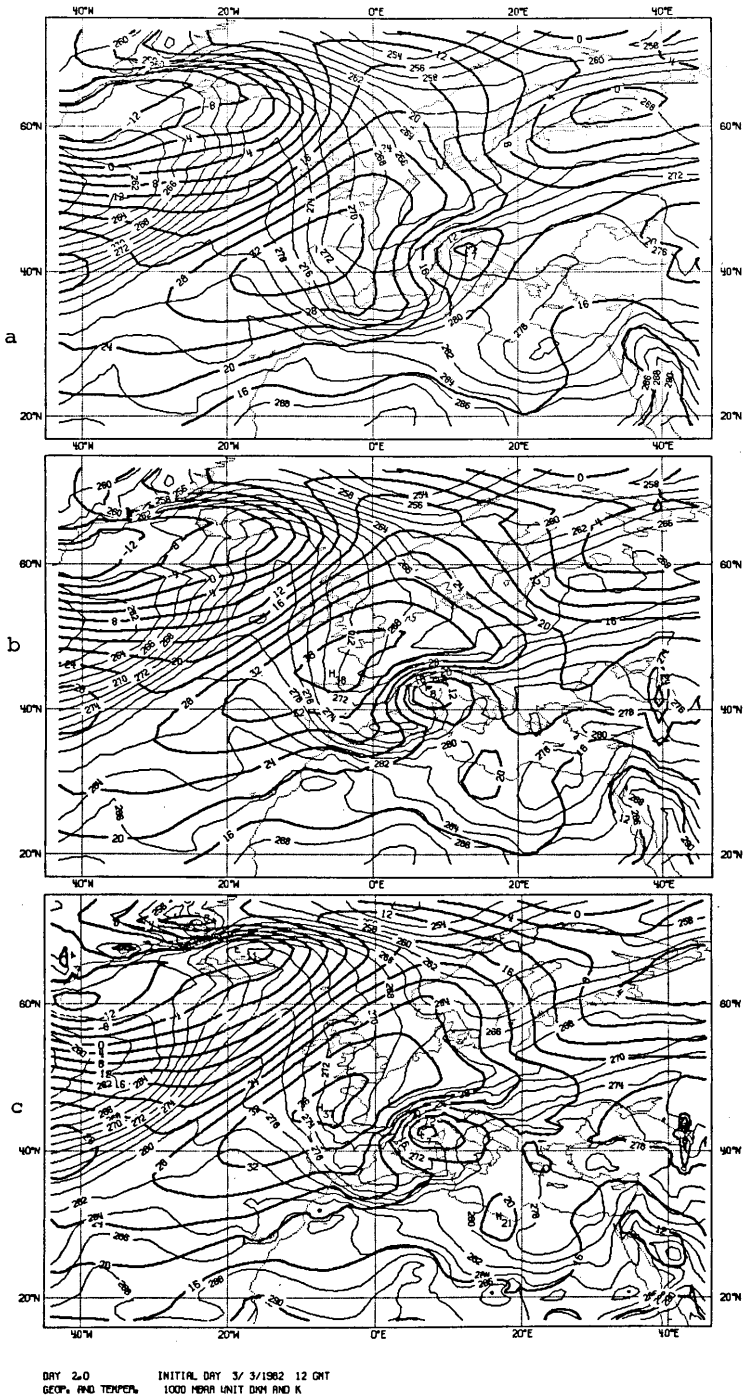


Fig. 6 D+2 of three LAM runs:

a) N48 operational orography

b) N48 envelope orography - compared with a) shows the effects of orography

c) N96 envelope orography - compared with b) shows the effects of resolution

REPRESENTATION OF MOUNTAINS IN NUMERICAL MODELS; SIGMA SYSTEM VS. THE BLOCKING METHOD

Fedor Mesinger
Department of Meteorology, University of Belgrade, Yugoslavia

1 NUMERICAL PROBLEMS

It is widely recognized that the use of the sigma coordinate system, while permitting a simple treatment of the lower boundary condition, in return introduces a number of difficulties. The central problem, of the error due to the lack of cancellation of the two terms of the pressure gradient force, has been known for a long time. It derives from inconsistency in the calculation of the geopotential by the finite difference hydrostatic equation, and the vertical extrapolation inherent in the second term of the pressure gradient force (JANJIĆ, 1977). Additional problems of diffusion, analysis and required vertical interpolations (e.g., SIMMONS and STRÜFING, 1981) may be just as uncomfortable.

The difficulties all result from the slope of sigma surfaces; consequently, they may become more serious as efforts are made to realistically represent in numerical models the effects of steeper mountains. The problem *not* being due to the vertical truncation error, the situation does not necessarily improve by an increase in resolution. In fact, with temperature profiles which appear to be those generally leading to large errors in the pressure gradient force, errors seem likely to *increase* with increasing vertical resolution (MESINGER, 1982).

To alleviate these problems, a "hybrid" coordinate system can be used which progressively goes to and may be defined to eventually become equal to pressure as the height is increased (e.g., SIMMONS and BURRIDGE, 1981). The benefit of this approach, however, vanishes as one approaches the ground, which is certainly not the place where one expects the effects of mountains to become negligible.

Methods to represent mountains that have so far been used with coordinates not following the ground surface are in view of obvious difficulties of their own generally believed to be inferior to the sigma or sigma-like systems. Movement of grid points through the ground surface is a typical example of a problem of such systems introducing disadvantages and/or errors which can hardly be corrected.

2 PERFORMANCE OF ATMOSPHERIC MODELS

In spite of remaining difficulties, careful design of schemes and increase in *horizontal* resolution have led to some rather successful numerical simulations of mountain-induced atmospheric phenomena. As an example, a simulation of *sea-level* Genoa cyclogenesis by MESINGER and STRICKLER (1982, Fig. 6) can be cited. In this case, the sea-level pressure obtained in a 48-hour simulation was very similar to the observed, including even rather small-scale features of the cyclone. At the same time, a no-mountain experiment has demonstrated that the cyclogenesis was a result of mountains.

However, simulation of the accompanying mid-tropospheric cutoff was not very successful, in this and apparently also in all other attempts to simulate a mountain-induced deep Genoa cyclogenesis (BLECK, 1977; MESINGER and STRICKLER, 1982). At the same time, a realistic simulation of the mid-tropospheric cutoff has been achieved in a case when it was

not due to the effects of mountains (MESINGER and STRICKLER, 1982, Fig. 9). It thus appears safe to conclude that a deficiency in representing the effects of mountains has so far prevented a complete success in simulating a deep Genoa cyclogenesis. The exact nature of this deficiency remains, however, unknown.

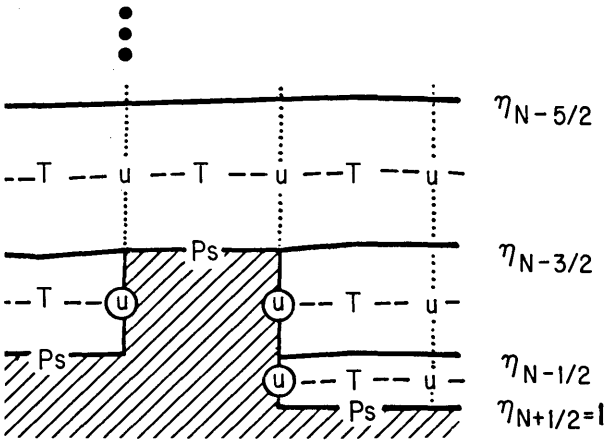
A reason for this difficulty may simply be an insufficient blocking of the flow north of the Alps, due to still possibly too low elevations of the Alps in experiments of Bleck and Mesinger and Strickler (about 2800 and 2400 m, respectively). For example, very encouraging results have recently been obtained at the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF; personal communication), in prediction experiments with an "envelope orography", obtained by adding to the gridsquare terrain height averages two standard deviations of terrain heights over the gridsquare. This procedure raises the maximum elevation of Alps to a value of about 3000 m.

As another example, a successful simulation of a mountain-induced Atlantic blocking, again at ECMWF, can be mentioned (Ji and Tibaldi, personal communication). The main features of a blocking episode have been captured in a forecast using the ECMWF grid point model, while in an experiment in which the Rocky Mountains and Greenland have been removed the blocking never occurred.

3 AN ALTERNATIVE: A "STEP-MOUNTAIN" METHOD

It is not known how much of the remaining error, if any, is due to an inadequate treatment of mountains. It seems reasonable to attempt studying this by constructing and using a numerical method hopefully free of the weaknesses of existing methods.

Here we propose such a method, in a way by modifying the early blocking approach of EGGER (1972). Even though remarkably successful, the method used by Egger had obvious imperfections in not being able to properly accomodate the three-dimensional geometry of steep mountains, and in having steep mountains change their elevation as a function of time. These two weaknesses can be removed by constructing model mountains so that they consist of three-dimensional grid boxes, as illustrated by the figure;



and by defining the vertical coordinate in such a way as to have its surfaces remain at fixed elevations at places where they touch (and define) the ground surface. This is achieved by the coordinate

$$\eta = \frac{1}{p_o}\left(p + \frac{p}{p_s}\,(p_{rf}(z) - p)\right) \quad , \qquad (1)$$

where p_o is a constant value of pressure, chosen equal to $p_{rf}(0)$; p pressure, p_s pressure at the surface, and $p_{rf}(z)$ a suitably defined reference pressure as a function of z, where z is geometric height.

Note that (1) implies that

$\eta = 0$ when $p = 0$,

$\eta = 1$ when $z = 0$.

Furthermore, for small values of p the second term in the square bracket (1) is negligible compared to p, that is

$$\eta \sim p/p_o.$$

Thus, coordinate surfaces approach pressure surfaces as the height is increased. Finally, when pressure is equal to the chosen reference pressure defined as a function of z only, $p = p_{rf}(z)$, we have

$$\eta = p_{rf}(z)/p_o,$$

and there will be no error in the finite difference calculation of the pressure gradient force.

The boundary condition with this system is of course simply taken into account by having the velocity components normal to the ground surface equal to zero; thus, in the figure, u components written in circles and w = dz/dt components at p_s points will be zero.

The vertical coordinate proposed here is because of its dependence on z more general than the η coordinate considered by SIMMONS and BURRIDGE (1981). Nevertheless, following KASAHARA (1974), one can see that with the ground surface defined to be a step-like surface there will be no change in the continuous equations, with the single exception that the pressure tendency equation is obtained by integration to the surface value of η, η_s, rather than 1, that is

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_o^{\eta_s} \nabla \cdot \left(\mathbf{v} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta .$$

Other equations are same as those in (2.1) to (2.7) of Simmons and Burridge, and need not be displayed here.

The vertical finite difference equations of Simmons and Burridge can of course also be used, if desired. They, or other difference equations, will require values of pressure at interfaces ("half-levels"). This may appear to be a difficulty of the method, because of the dependence on z present in (1). Note however, that in the beginning of the calculation geopotential is known as a function of p; thus, interface values of p can be calculated. Subsequently, following the calculation of p_s at each time step, as suggested by Simmons and Burridge one can use the relationship

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial p}{\partial p_s} \frac{\partial p_s}{\partial t} .$$

In view of (1), this gives

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{p - \eta p_o}{2p - p_s - p_{rf}} \frac{\partial p_s}{\partial t} ,$$

and a possibly complex calculation of interface pressures by inversion of the hydrostatic equation can thus be avoided.

REFERENCES

BLECK, R.: Numerical simulation of lee cyclogenesis in the Gulf of Genoa. Mon. Wea Rev. 105 (1977) No. 4, 428-455.

EGGER, J.: Incorporation of steep mountains into numerical forecasting models. Tellus 24 (1972) No. 4, 324-335.

JANJIĆ, Z.I.: Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. Contrib. Atmos. Phys. 50 (1977) 186-199.

KASAHARA, A.: Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. Mon. Wea. Rev. 102 (1974) No. 7, 509-522.

MESINGER, F.: On the convergence and error problems of the calculation of the pressure gradient force in sigma coordinate models. Geoph. Astroph. Fluid Dyn. 19 (1982) 105-117.

MESINGER, F.; STRICKLER, R.F.: The effect of mountains on Genoa cyclogeneses. J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II 60 (1982) No. 1, 326-338.

SIMMONS, A.J.; BURRIDGE, D.M.: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. Mon. Wea. Rev. 109 (1981)No. 4, 758-766.

SIMMONS, A.J; STRUFING, R.: An energy and angular momentum conserving finite-difference scheme, hybrid coordinates and medium-range weather prediction. ECMWF Tech. Rpt. No. 28 (1981), 68 pp.

REGIONALSKALIGE GEBIRGSEFFEKTE, NUMERISCH SIMULIERT

Eberhard Müller, Jochen-Ulrich Schwirner
Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M.

ABSTRACT: A regional-scale weather forecast model (channel version) with a horizontal grid size of about 50 km is used to simulate observed mountain effects. Orography is represented by an Alpine-like mountain arc, perpendicular to the basic current. In the case of barotropic flow the phenomena of deformed surface pressure pattern, mountain waves, downslope winds, cloudiness and precipitation on the upstream side as well as Foehn clearance on the lee side are displayed. In the baroclinic case lee cyclogenesis and mountain-crossing of a cyclone are discussed. Corresponding mountain drags have been evaluated.

1 ZIELSETZUNG

Eine genauere und detailliertere numerische Wettervorhersage des Deutschen Wetterdienstes wird von einem Ausschnittsmodell mit hoher horizontaler und vertikaler Auflösung sowie aufwendiger Physik (Europa-Modell) erwartet. Diese Hoffnung stützt sich ganz wesentlich auf eine bessere Erfassung derjenigen Antriebe, die von der Unterlage ausgehen. Hierbei ist die Orographie zweifellos der Hauptfaktor. Nachweisbare orographische Einflüsse auf die Atmosphäre reichen von der Makroskala bis in die Mikroskala. Es ist jedoch offensichtlich, daß die prominenten Gebirgszüge der Erde hinsichtlich ihrer Querabmessung im regionalen Skalenbereich angesiedelt sind. Bekannte unmittelbare meteorologische Effekte betreffen die Modifikation des Bodendruckfeldes, Leezyklogenese, Staubewölkung und -niederschlag bzw. föhnige Aufheiterung, (hydrostatische) Gebirgswellen und Hangabwinde. Dabei wirkt der Gebirgszug einerseits als Barriere, die im Fall begrenzter Längsausdehnung in Abhängigkeit von der Schichtungsstabilität zu teilweiser Um- und Überströmung führt. Zum anderen kommt es zur Auslösung von Trägheits-Schwerewellen im Lee. Aus den Ergebnissen der 2dimensionalen linearen Theorie von Gebirgswellen (ELIASSEN 1977) ergibt sich eine Skalenabhängigkeit der vertikalen Wellenstruktur (Abb.1). Nur in den zwei Bereichen mit trigonometrischer Höhenabhängigkeit finden vertikale Transporte von Energie und Impuls statt. Es zeigt sich, daß der Effekt des Impulstransports durch Wellen letztlich nicht zu parametrisieren ist, da er die Existenz einer kaum bestimmbaren Dissipationsschicht voraussetzt. Es kommt also darauf an, den fraglichen mesoskaligen Bereich, der unter normalen atmosphärischen Bedingungen fast vollständig hydrostatisch behandelt werden kann, weitgehend explizit zu simulieren. Die auflösungsangepaßte Orographie des Europa-Modells läßt vermuten, daß die entscheidenden Reliefeinflüsse erfaßt werden können.

Wenn auch ein Wettervorhersagemodell der meteorologischen Gesamtheit verpflichtet ist, wurden mithilfe der Kanalversion gezielte Orographieexperimente durchgeführt, um die diesbezügliche Aussagefähigkeit des Modells durch Vergleich mit Beobachtungsbefunden zu prüfen. Hervorgehoben sei, daß im aufgelösten Skalenbereich keinerlei einschränkende Voraussetzungen, wie Linearität oder Zweidimensionalität, zugrundeliegen.

2 MODELLIERUNG

Hinsichtlich des Modellaufbaus, der an anderer Stelle (MÜLLER 1980) etwas ausführlicher dargelegt wurde, seien hier nur die wichtigsten Gesichtspunkte aufgeführt. Das hydrostatisch approximierte Gleichungssystem ist in einem hybriden Koordinatensystem formuliert (terrainfolgendes σ-System unterhalb 250 mbar, p-System darüber). Neben dem Wasserdampfgehalt gehört auch der Wolkenwassergehalt zu den prognostischen Variablen, wobei Sättigungsgleichgewicht zwischen den Phasen vorausgesetzt wird. In parametrisierter Form sind subskalige Horizontaldiffusion, turbulente Vertikaldiffusion, der Ausfall von Niederschlag in fester (Gefrierwärme berücksichtigt!) und flüssiger Form sowie Feuchtkonvektion einbezogen.

Die horizontale Auflösung ist gekennzeichnet durch eine Maschenweite von 63,5 km; wegen der Verwendung von zwei gegeneinander diagonal versetzten Gitterpunktfamilien entspricht das einer effektiven Maschenweite von etwa 45 km. Vertikal ist die Atmosphäre in 18 Schichten mit nach oben wachsender Mächtigkeit gegliedert; davon liegen durchschnittlich 6 in der Grenzschicht. Die Schichten werden durch Nebenflächen, an denen die vertikalen Flüsse definiert sind, begrenzt und durch die prognostischen Variablenwerte auf Hauptflächen in der jeweiligen Massenmitte charakterisiert. Der Zeitschritt beträgt 90 s.

Die folgenden numerischen Gesichtspunkte

sind vor allem bei Berücksichtigung des Bodenreliefs relevant:

(1) Die statische Grundgleichung und die 2termige Druckgradientkraft im σ-System sind numerisch konsistent und unter durchgehender Verwendung räumlicher Mittel zu formulieren.

(2) Die Definition des Geopotentials auf Hauptflächen ist derjenigen auf Nebenflächen vorzuziehen; sie erlaubt eine genauere Abbildung des statischen Aufbaus und ist numerisch robuster.

(3) Die Horizontaldiffusion konservativer Eigenschaften findet bislang auf den geometrisch festgelegten Koordinatenflächen statt. Eine meteorologisch orientierte Formulierung bleibt Entwicklungsaufgabe.

(4) Durch horizontale Diffusion (Dissipation) der p-mittleren Divergenz im oberen System konnte bei mangelhaft initialisiertem Orographieeffekt eine wirksame Lärmdämpfung ohne Beeinträchtigung der meteorologisch bedeutsamen Prozesse erzielt werden.

Die mitgeteilten Experimente wurden in einem auf einer f-Ebene definierten Kanal der Länge 1397 km und der Breite 1651 km durchgeführt. Er ist in x-Richtung zyklisch angeschlossen, in y-Richtung abgeschlossen. Zur Formulierung des Anfangszustands werden synthetische Massenfelder über der Ebene vorgegeben, aus denen das Gebirge in der Form eines stilisierten Alpenbogens mit den Abmessungen LxBxH = 725 km x 225 km x 2,1 km herausgeschnitten wird. Der Anfangswind ist geostrophisch.

3 SIMULATION

3.1 Barotrope Anströmung

Der Grundzustand der Anfangsatmosphäre ist gekennzeichnet durch einen geostrophischen Zonalwind von 10 m/s, 6,5 K/km Temperaturabnahme in der Troposphäre und Isothermie darüber sowie eine Verteilung der relativen Feuchte, die von 90 % am Boden auf 55 % in 550 mbar abfällt und darüber konstant bleibt. Nach einer Einschwingzeit von etwa 6h (Abb.5) wird eine Phase geringer zeitlicher Änderung erreicht, in der zahlreiche aus der Beobachtung bekannte Phänomene (SMITH 1979) reproduziert erscheinen:

- Das auf Meeresniveau reduzierte Bodendruckfeld weist einen Hochdruckkeil im Luv und einen Tiefdrucktrog im Lee aus. Diese Struktur ist für verschiedene Gebirge der Erde nachgewiesen worden (SMITH 1982).

- Entsprechend einer Froude-Zahl U/(NH) = 0,41 kommt es erwartungsgemäß zu teilweiser Um- und Überströmung.

- Im Lee bilden sich Gebirgswellen aus, die in Gebirgsnähe ihre größte Amplitude aufweisen, aber bis zur Tropopause reichen (Abb.2). Charakteristisch sind die luvaufwärts geneigten Phasenlinien, die den Abwärtstransport von Zonalimpuls belegen. Hiermit im Zusammenhang (SMITH 1979) steht wohl das Phänomen der starken Hangabwinde, die u.a. von KLEMP und LILLY (1975) dokumentiert wurden. Im Experiment werden Werte von über 20 m/s erreicht. Die geschlossene Luvbewölkung geht in eine föhnige Aufheiterungszone über (Abb.3); auch der sich stromabwärts anschließende feuchte Aufwindabschnitt ist teilweise durch ein Wolkenband markiert. Die zwei leeseitigen Drängungszonen der Isolinien in Gipfelnähe und unten am Gebirgsausgang sind auch bei der potentiellen Temperatur vorhanden; hierfür wurden sie von PÜMPEL (1978) in geeigneten Alpenquerschnitten aus Beobachtungen analysiert. Gemäß der Vergleichssimulation von ELIASSEN und REKUSTAD (1971) würde eine linearisierte Modellversion geringere Amplituden und eine stärkere Stromabwärtsdämpfung der Wellen ergeben.

- In Übereinstimmung mit Beobachtungen (SPINNANGR und JOHANSEN 1955) liegt das Maximum des Niederschlags deutlich vor der Kammlinie. Dabei haben konvektive Prozesse einen überraschend hohen, aber empirisch bestätigten (BROWNING et al. 1974) Anteil.

3.2 Barokline Entwicklung

Das trocken-barokline Massenfeld der Anfangsatmosphäre läßt sich durch einen geostrophischen Zonalwind charakterisieren, der von Null am Boden auf 50 m/s in der Strahlstromachse ansteigt und zum oberen Rand auf 20 m/s abfällt. Die troposphärische Temperaturabnahme beträgt in diesem Fall 9,1 K/km. Empirische Untersuchungen zur zyklogenetischen Wirkung von Gebirgen (RADINOVIĆ 1965, CHUNG et al. 1976) lassen im allgemeinen nicht klar erkennen, ob es sich um echte Neubildungen oder um die orographisch bedingte Intensivierung bereits bestehender Störungen handelt. Der zyklische Charakter des Kanals erlaubt es, in einem Experiment beide Vorgänge nacheinander zu studieren. Bodendruckfeld und Umwandlungsrate von Enthalpie in kinetische Energie verdeutlichen folgende Phasen der Tiefentwicklung: 0 - 16h Formierung im Lee; 16 - 26h ortsfeste Vertiefung; ab 26h Ablösung vom Gebirge und Drift unter Verstärkung, dabei nach etwa 60h Gebirgsüberschreitung. Bei der Leezyklogenese wird deutlich, daß hierfür nicht nur ein Bodentief sondern auch eine geeignete Konfiguration von Massen- und Strömungsfeld aufgebaut werden muß. Bei der Gebirgsüberschreitung (Abb.4) wandert das ankommende Tief am Westrand nordwärts und füllt sich auf, während südlich versetzt im Lee eine Neubildung erfolgt, die etwas nordwärts driftet und sich

später vom Gebirge ablöst - nach Erhebungen von CHUNG et al. (1976) für die kanadischen Rocky Mountains kein untypischer Vorgang. Während in der vorangehenden zyklolytischen Phase Kaltluft zum Aufsteigen und Warmluft zum Absinken gezwungen wird, greifen in der nachfolgenden zyklogenetischen Phase orographische und Zyklonenzirkulation ineinander und führen zu einer hohen Umwandlungsrate in kinetische Energie.

3.3 Orographischer Druckwiderstand

Die Bedeutung des mit der Bodenreibung konkurrierenden orographischen Druckwiderstandes für den Drehimpulshaushalt der Erdatmosphäre ist seit langem bekannt; für mittlere Breiten der Nordhalbkugel wurde für beide Komponenten die gleiche Größenordnung abgeschätzt. Neben die theoretische Behandlung des Druckwiderstandes (z.B. ELIASSEN und REKUSTAD 1971) tritt in zunehmendem Maße seine meßtechnische Erfassung an konkreten Gebirgszügen, und zwar über den Impulstransport durch Wellen oder über Bodendruckprofile.

In Abbildung 5 werden zum Vergleich die von der Gesamtunterlage, bestehend aus Gebirge und Ebene ausgeübten Kräfte als mittlere Impulsänderungsraten der Modellatmosphäre angegeben. Bei barotroper Anströmung mit Standardstabilität stellen sich etwa gleich große Werte ein. Bei der trockenbaroklinen Entwicklung unter verminderter Stabilität dominiert der Druckwiderstand betragsmäßig. Er wechselt aber sein Vorzeichen je nach Lage des Drucksystems relativ zum Gebirge und ist im 72h-Mittel nur etwa halb so groß wie die Bodenreibung. Die aus der zeitlichen Variabilität des Druckwiderstandes folgenden Beobachtungsprobleme liegen auf der Hand.

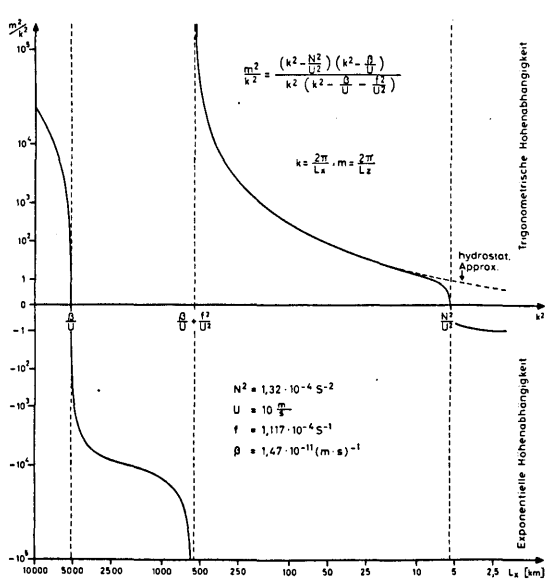


Abb. 1 Zur Struktur stationärer Gebirgswellen (2dimensionale lineare Theorie)

4 LITERATUR

BROWNING, K.A., HILL, F.F.; PARDOE, C.W.: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. Quart.J.Roy.Meteorol. Soc. 100 (1974) S. 309-330.

CHUNG, Y.-S.; HAGE, K.D.; REINELT, E.R.: On lee cyclogenesis and airflow in the Canadian Rocky Mountains and the East Asian Mountains. Monthly Weather Rev. 104 (1976) S. 879-891.

ELIASSEN, A.: Orographic waves and wave drag. ECMWF Seminars 1977. S. 67-90.

ELIASSEN, A.; REKUSTAD, J.-E.: A numerical study of meso-scale mountain waves. Geofys. Publ. 28 (1971) S. 1-13.

KLEMP, J.B.; LILLY, D.K.: The dynamics of wave-induced downslope winds. J.Atmosph. Sci. 32 (1975) S. 320-339.

MÜLLER, E.: Aufbau eines regionalen Wettervorhersagemodells. Ann.Meteorol. (N.F.) Nr. 16, S. 213-215.

PÜMPEL, H.: Analyse der atmosphärischen Struktur über dem Alpenraum auf isentropen Flächen. Diss. Univ. Innsbruck (1978) 169 S.

RADINOVIĆ, D.: Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas. Arch.Meteorol. Geophys.Bioklimat. A 14 (1965) S. 391-408.

SMITH, R.B.: The influence of mountains on the atmosphere. Adv.Geophys.21 (1979) S. 87-230.

SMITH, R.B.: Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure. J.Atmosph.Sci. 39 (1982) S. 60-70.

SPINNANGR, F.; JOHANSEN, H.: On the influence of the orography in Southern Norway on instability showers from the sea.Meteorol. Ann. 4 (1955) S. 17-35.

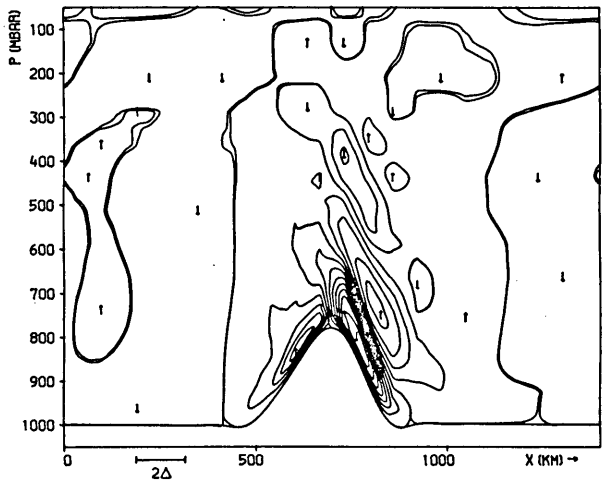


Abb. 2 Vertikalbewegung ω(10 mbar/s) in der zonalen Vertikalebene durch die Kanalmitte (Experiment: C18FO; Zeitpunkt: 12h)

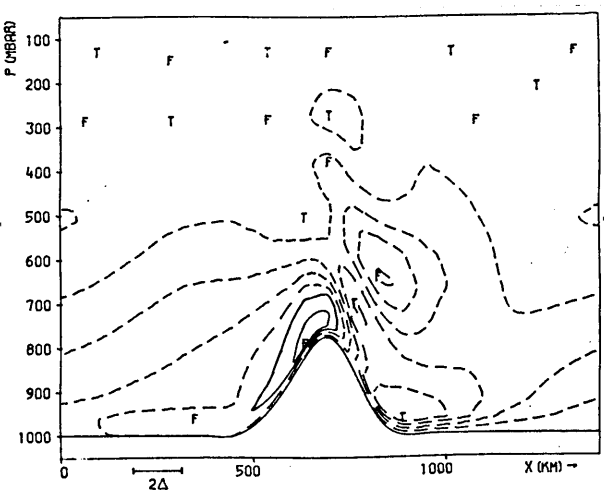


Abb. 3 Generalisiertes Sättigungsverhältnis q_{DW}/Q_D (0,1) in der zonalen Vertikalebene durch die Kanalmitte (Experiment: C18F; Zeitpunkt: 12h)

(a)

(b)

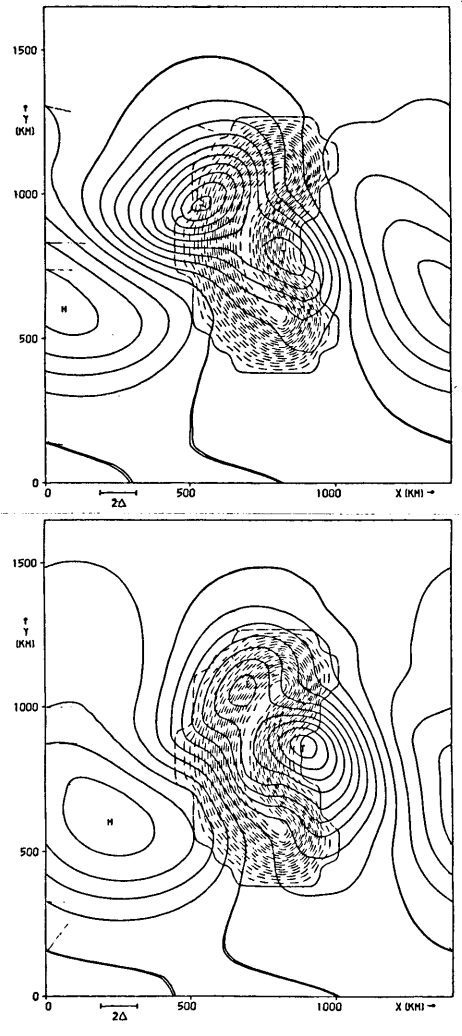


Abb. 4 Abweichung des Bodendruckes (0,5 mbar) vom Anfangswert zu den Zeitpunkten 56h (a) und 60h (b) (Experiment: B28)

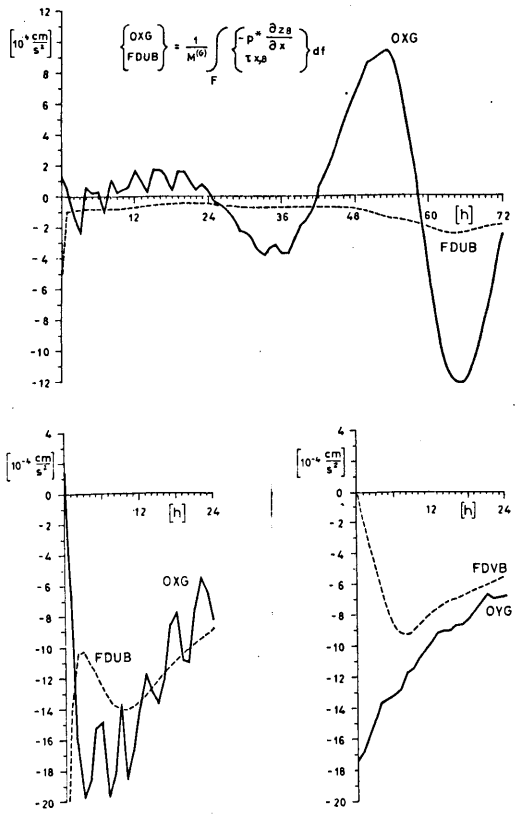


Abb. 5 Änderungsrate der (x,y)-Komponente des mittleren Impulses der Modellatmosphäre infolge von orographischem Druckwiderstand (OXG, OYG) und Bodenreibung (FDUB, FDVB) für die Fälle:

- Leezyklogenese und weitere barokline Entwicklung (Exp. B28; oben),
- barotrope Anströmung (Exp. B27D; unten)

A THREE DIMENSIONAL MESOSCALE SIMULATION OF TOPOGRAPHICALLY FORCED RAINFALL ON THE NORTHERN SIDE OF THE ALPS

Peter Wendling

Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt
Institut für Physik der Atmosphäre
D-8031 Oberpfaffenhofen

INTRODUCTION

Precipitation in the alpine region is strongly influenced by topography, which affects its rate, total quantity and geographical distribution. There is a variety of synoptic situations in which the Alps enhance precipitation and modify its distribution. One of the most important situations is characterized by upslope gliding of warm moist over cold air on the northern part of the alpine mountain range. The resulting intensity of precipitation as well as its duration may cause in some cases severe flooding. The total precipitation amount due to these situations reaches values of about 30% of the annual precipitation in the eastern part of the northern alpine range.

It is generally assumed that forced lifting of stable air is the primary factor which influences precipitation during these situations. However, microphysical mechanisms and their feedback to the dynamics might as well play a role which is up to now poorly understood. Indeed, measurements taken by GRUNOW (1963) indicate that during stable upslope conditions there is a characteristic dependance of precipitation efficiency on rain drop structure. The drop size spectrum is dominated by small drops and the precipitation efficiency mainly depends on the number of drops.

METHOD AND RESULTS

We used a three dimensional mesoscale numerical model to investigate the formation, enhancement and geographical distribution of precipitation near the northern range of the Alps over a 260 x 260 km region. The model is capable of simulating airflow, clouds and precipitation over mountainous terrain. The model makes use of a transformed sigma-coordinate system in order to increase the vertical resolution in the boundary layer. A detailed description of the model and its essential parameterizations of sub grid scale and boundary layer processes has been given by NICKERSON (1979). The model contains explicit parameterizations of the following warm rain microphysical processes: evaporation, condensation, autoconversion, selfcollection and sedimentation. However, upslope precipitation near the northern part of the Alps develops even in summer mostly from mixed phase clouds. In order to account at least crudely for this fact we included a rather simple ice-phase parameterization.

The model has been initialized with a rawinsonde from München-Riem for two periods of stable upslope precipitation development on the 17th of June 1979. The considered weather situation caused a severe flooding. By comparing model runs with and without ice phase the influence of disregarding the ice phase on the flow field is shown. Finally, the accumulated rainfall and its geographical distribution are compared to rain gage data.

REFERENCES

GRUNOW, J.: Variationen der Niederschlagsstruktur im Alpenvorland. Geofisica e Meteorologia, XI, 143 (1963)

NICKERSON, E.C.: On the numerical simulation of air flow and clouds over mountainous terrain. Beitr. Phys. Atmos., 52, 161 (1979)

ALPEX: Objective Analyses and Energy Budgets

by

St.Emeis[2], G.Frenzen[3], M.Hantel[2], D.Klaes[2], E.Reimer[1], E.Schaller[2], P.Speth[3]

[[1] Freie Universität Berlin; [2] Universität Bonn; [3] Universität Köln]

For all synoptic cases during ALPEX-SOP all meteorological fields over Europe are objectively analyzed in isentropic coordinates (resolution 63.5 km horizontally, 25 layers vertically). One example is shown in Fig. 1 (second day of ALPEX-SOP; during the next few days a Genua cyclogenesis could be observed). This mesoscale data set is referred to as *high horizontal resolution*.

From the data according to Fig. 1 atmospheric energy budgets with high resolution are

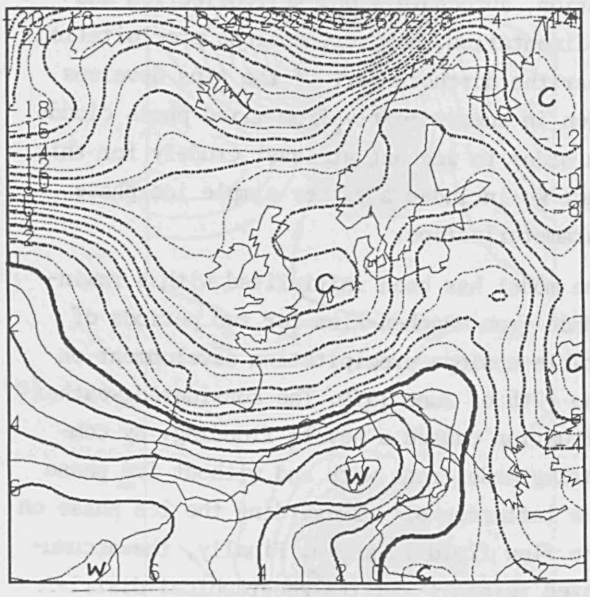


Fig. 1 Temperature in °C, 2 March 1982, 00Z, pressure level 775 hPa. Objective analysis on isentropic surfaces, transformed back to p-surface. See Reimer (1980, 1982).

calculated. In Figs. 2 and 3 two examples for the budget of kinetic energy KE are reproduced. Note the maxima just west of the Alps of both generation (Fig. 2) and convergence (Fig. 3) of KE.

In addition to the high resolution budgets we calculate low resolution budgets. For this purpose we employ an area pattern located

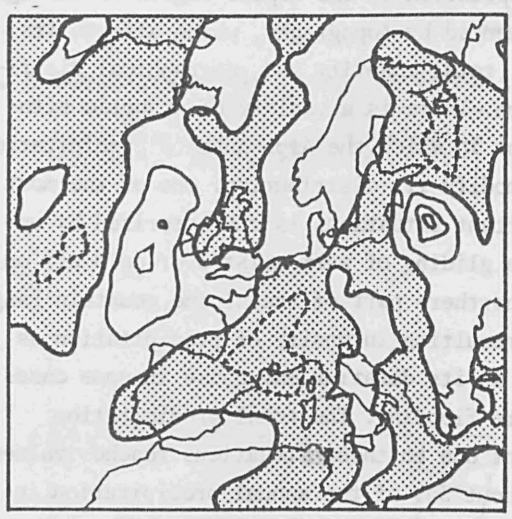


Fig. 2 Vertical mean generation term $\vec{v} \cdot \mathrm{grad}\phi$ in budget of kinetic energy KE for 2 March, 1982, 12Z. Negative values (hatched) represent a generation of KE. Contour lines are in units of 100 W/m^2. See Frenzen and Speth (1982).

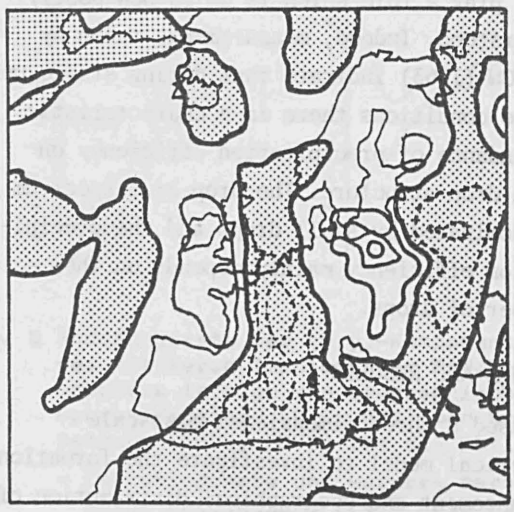


Fig. 3 Like Fig. 2, but for $\nabla \cdot (\vec{v}\,KE)$. Negative values (hatched) represent convergence of KE-flux.

between the ALPEX outer and inner areas (Fig. 4). High resolution data, when averaged horizontally over one of the 16 columns, will be referred to as *low horizontal resolution*.

For the synoptic cases of ALPEX-SOP a delta-two-stream model including clouds is applied for independently calculating net radi-

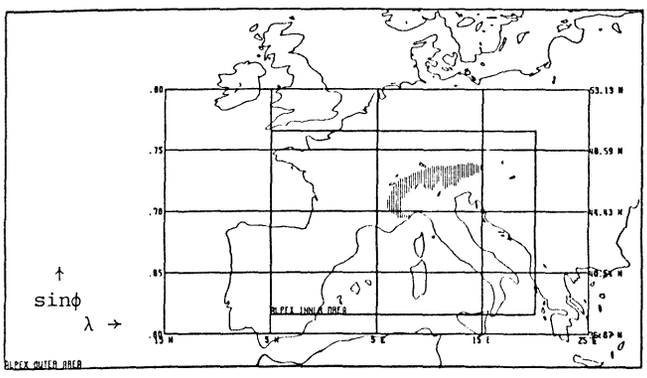


Fig. 4 Model area of 4x4 atmospheric columns. Each has horizontal surface of: $\Delta\lambda\Delta\sin\phi = 10^{o} \times 0.05$ corresponding to $(600\ km)^2$. Note that Alps fit entirely into one column. Vertical profiles within Alpine column are presented in Figs. 5, 6.

ation with a vertical resolution of 50 hPa on the basis of the low horizontal resolution data. Fig. 5 shows one test case within the Alpine column (net radiation as well as net solar and infrared radiation).

From the low horizontal resolution data plus the radiation data plus precipitation and

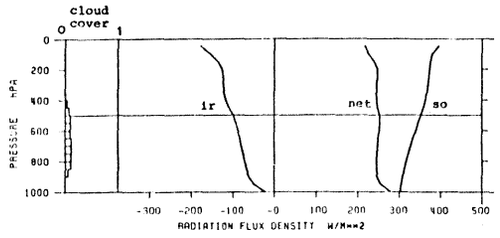


Fig. 5 Vertical profiles of radiation flux components over the Alps for 19 Jan 1981, 12Z, area average $5^{o}E$-$15^{o}E$ and $44.4^{o}N$-$48.6^{o}N$ (see Fig. 4). Model input data (temperature, humidity, clouds, aerosol, albedo) are horizontal column averages from analysis according to Fig. 1. See Schaller (1979) and Klaes (1982).

surface heat flux data column budgets with low vertical resolution (250 hPa) of latent and dry static energy are constructed. A test example is shown in Fig. 6. One important prerequisite for this budget is that the 3D-mass fluxes are first objectively corrected for ze-

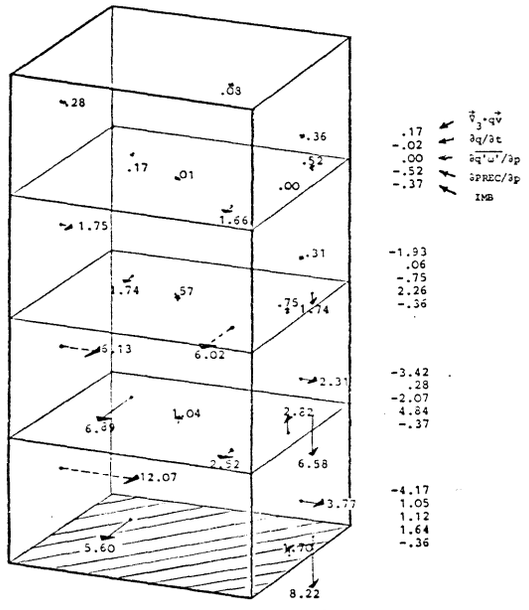


Fig. 6 Box budgets of latent heat over the Alps for 19 Jan 1981, 12Z; synoptic situation similar in various respects to that of 2 March 1982 (Figs 1-3). Length of arrows proportional to latent heat fluxes (unit 10^{13} W corresponding to about 30 W/m^2). Horizontal and vertical transport components contain both mean and grid-scale eddy fluxes. Vertical arrows in right parts of boxes: subgrid-scale fluxes (latent heat $\overline{q'\omega'}$ upward, precipitation PREC downward). See Hacker (1981), Emeis (1982) and Hantel (1982).

ro divergence within each box. The 3D-latent heat transport convergence has been integrated to give a net humidity transport across the earth's surface of about 6.5×10^{13} W. With the

Tab. 1 Subgrid-scale total vertical fluxes of latent heat ($\overline{q'\omega'}$) and rain (total liquid water flux) in atmosphere over the Alps on 19 Jan 1981, 12Z (data of Fig. 6 plus data from budget of dry static energy according to Emeis, 1982, and Hantel, 1982). Fluxes positive down, all values in W/m^2.

Level	Latent heat flux	Rain flux	Remarks
250 hPa	-21	6	Calculated
500 hPa	-57	85	"
750 hPa	-71	177	"
1000 hPa	-48	232	Measured
Error	±10		Box imbalance

climatological evaporation and sensible heat fluxes of 1.7×10^{13} W and 1.0×10^{13} W, respectively, together with the synoptic area precipitation over the Alpine region of 8.2×10^{13} W

(equivalent to 4 mm/12 h rainfall) we use the combined budgets of latent and dry static energy to compute the vertical latent heat and rain fluxes (due to subsynoptic processes) across the box boundaries of Fig. 6 (Tab. 1; see Hantel, 1982).

The remarkable point here is not only that the subgrid-scale fluxes of latent heat and precipitation can be isolated from synoptic budgets but rather that the box imbalance is so low (order of 10 W/m^2); this figure must be contemplated in the light of the single horizontal fluxes involved (Emeis, 1982) which have values of $>10^{16}$ W corresponding to $3x10^4$ W/m^2! This accuracy has been possible only with the 3D-mass fit techniques mentioned above (Hacker, 1981). Note that Figs. 5, 6 and Tab. 1 represent a non-ALPEX case for 19 Jan 1981 which, however, was synoptically similar to the ALPEX-SOP situation of 2 March 1982.

The present results are preliminary. More coherent and more detailed compilations along these lines will be presented at the Conference.

Acknowledgments

The friendly cooperation of members of the Deutscher Wetterdienst (Dr. Müller, Dr. Schwirner) and of the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (Mr. Geleyn) has been quite helpful. The state of Nordrhein-Westfalen and the Deutsche Forschungsgemeinschaft provided financial funds. Mrs. C. Frese took care of the manuscript.

References

Emeis, St. ALPEX-Diagnostik: Haushalte von latenter und fühlbarer Energie. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

Frenzen, G. Speth, P. ALPEX-Diagnostics: Kinetic energy budgets. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

Hacker, J.M. Der Massen- und Energiehaushalt der Nordhemisphäre. Bonner Meteorol.Abh., Heft 27 (1981), 93 pp.

Hantel, M. ALPEX-Diagnostik: Subsynoptische Vertikaltransporte. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

Klaes, D. ALPEX-Diagnostik: Strahlungshaushalt. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

Reimer, E. A test of objective meteorological analysis with optimum utilization of the radiosonde network in Central Europe. Beitr.Phys. Atm., 53 (1980), 311-335.

Reimer, E. ALPEX-Diagnostik: Mesoskalige Analyse einer Lee-Zyklogenese (Fallstudie). Ann.d.Meteorol. N.F. Nr. 19 (1982)

Schaller, E. A delta-two-stream approximation in radiative flux calculations. Beitr.Phys.Atm., 52 (1979), 17-26

CONSISTENCY OF PARAMETERS PRESENTING MOUNTAINS IN NUMERICAL MODELS

Jože Rakovec

Faculty of Sciences (FNT), Ljubljana

1 INTRODUCTION

The effects of the ground may be incorporated into numerical models of the atmosphere also with a help of so called "resistance laws" for the planetary boundary layer (PBL); see for example YAMADA (1976). Such incorporation enables us to introduce diabatic effects of interchange between the atmosphere and the ground. On the other hand also in adiabatic parts of models there is still other information about ground -the height above sea level, although it is often very smoothed. Work presented here intends to show, how numerical models can be sensitive to inconsistencies between the parameters describing ground and its effects, and that with proper choise of them the improvement is acheived; here we present only an example of surface air temperature forecast without advection.

2 THE MODEL

Into Yugoslav operative numerical model of the atmosphere (primitive equations, limited area, fine mesh) designed by MESINGER and JANJIĆ (1975) the PBL parameterisation was introduced for experimental purposes. The last but one version of the PBL incorporation uses resistance laws, and for surface air temperature prediction the force-restore method (BHUMRALKAR 1975). Energy fluxes at the ground are all simulated according to the instant state of the atmosphere (for details see HOČEVAR and RAKOVEC 1981) but in this version sensible heat is acheived using the mentioned resistance laws in the form:

$$\frac{u_*}{|\vec{u}_g|} = \frac{k}{\left\{\left[\ln(h/z_o) - B(h/L)\right]^2 + A^2(h/l)\right\}^{1/2}}$$

$$\frac{\theta_*}{\theta(h) - \theta_o} = \frac{Pr}{\ln(h/z_o) - C(h/L)} .$$

With u_* (friction velocity) one can present the influence of the ground in equation of motion and with both, u_* and θ_* (friction temperature) in energy equation. Functions A, B and C depend on thermal and dinamical turbulence, represented by Monin and Obukhov's length L and on h (depth of PBL). The form of dependence has been determined from several field experiments - here we use YAMADA's (1976) forms. While von Karman konstant k and Prandtl number Pr are known with enough accuracy, the only parameters which remain to be determined are local parameter z_o (roughness length), internal parameters h and L, while uoter variables u_g and $\theta(h)$ are on disposition from adiabatic part of the model, and are in PBL parameterisation only modified. Additional variable is also θ_o, temperature at the ground, at height very close to z_o. We compute it using force-restore method for soil temperature.

3 DISCUSION OF VALUES OF SOME PARAMETERS

The lower boundary in numerical models is presented by its height above sea level. At this level it is a need to have analysis of temperature field as

initial condition for use of resistance law (later, temperature is computed in prognostic sense). But the customary interpolation between surface air temperature data from stations is not satisfactory in this case, as observations are mainly carried out in the neighbourhood of towns or at the airports - that is mostly in lowlands. So one has to prescribe a vertical gradient of the surface air temperature to obtain it also on elevated areas. If this is not the case, too high temperature is prescribed for mountaineous regions and as a consequence too strong vertical fluxes of heat, force the model to that extent, that it often explodes.

The choise of roughness length is essential for proper stress and heat flux. Several authors propose quite great values of roughness - of order of 1 m, the so called "effective roughness" to be representative for region of one grid point (e.g. BAUMGARTNER et al. 1977); in comparison to roughness of order of 1 cm being reported for places, where experimental data have been obtained. Different choises of roughness involve not only great differences in stress and heat flux, but also the possibility of change of the direction of heat flux. If one wants to assure upward heat flux in unstable case, when function $C(h/L)$ is postitive, one has to prescribe that $C(h/L) \leq \ln(h/z_o)$. From this prescription and from the observed maximum of $C \approx 9$ (YAMADA 1976) results: $h_{min} = 10^4 z_o$ for unstable case. From this point of view high values of effective roughness is questionable for use in resistance laws.

These two examples show that much care is to be paid to consistency of all important parameters for PBL parameterisation.

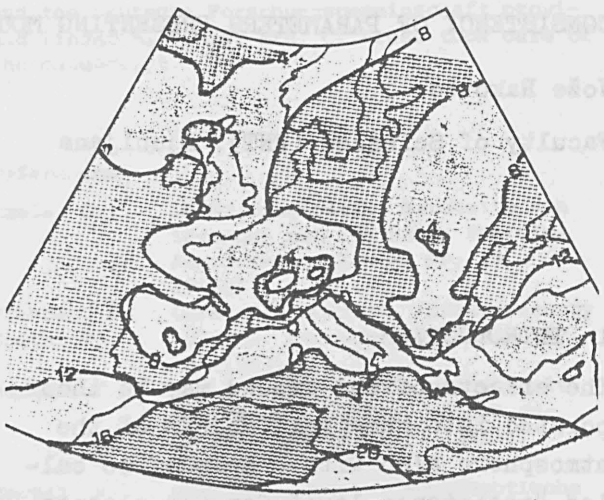


Fig. 1 Initial surface air temperature (23.8.1975 00 GMT)

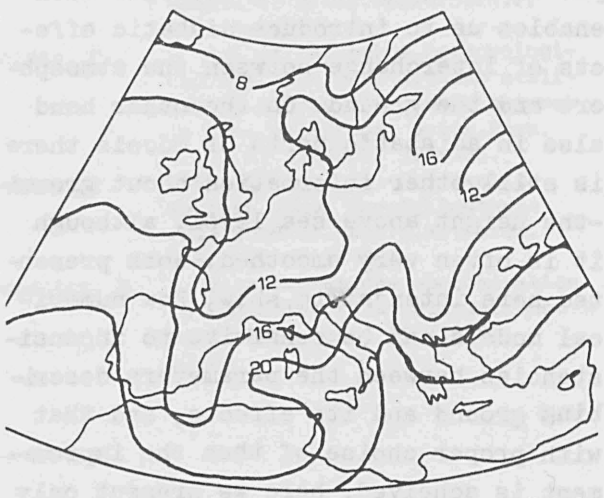


Fig. 2 Surface air temperature analysis for 24.8.1975 00 GMT (Wetterbericht Schwezerischen Met. Zentr.)

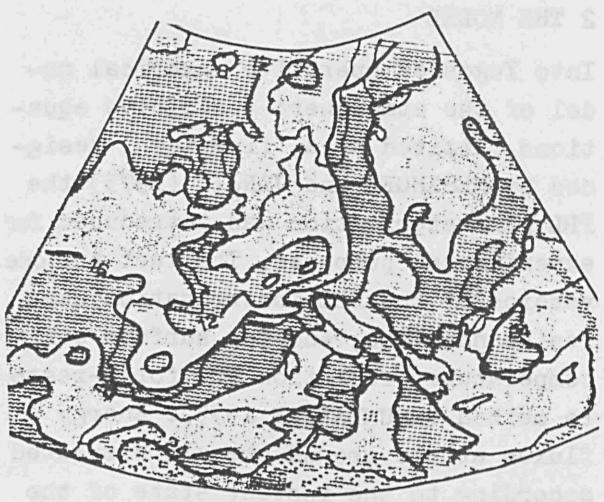


Fig. 3 Surface air temperature forcast for 24.8.1975 00 GMT

4 EXAMPLES OF FAILURES AND OF SUCCESSFUL RESULTS

At our experiments we had almost as rough terrain near southern boundary of computing area (northern Africa) as over the Alps. But there has not been elevated surface for the Atlas, because of neighbourhood of boundaries. So the temperature was not diminished because of absence of mountains, and the roughness and the temperature field were not consistent. The result was a strong heat source (because of strong turbulence and high temperature) with noise up to 500 mb. This noise has been successfully suppressed with change to z_o = 3 cm in all grid points of this region. Also if we were artificially suppressig hydrostatic instability by diminishing surface air temperature in all points of the model for e.g. 5 K, model survived, but noise was still present.

With care for the mentioned problems, and some others (e.g. not letting too small values of z_o over seas) we acheived the improvements in prediction of sea level pressure field and gained additional forecast, based on inclusion of PBL effects into prediction model: the surface air temperature field being predicted qualitatively and also quantitatively adequate, see Figs. 1-3.

REFERENCES

BAUMGARTNER, A.; MAYER, H.; METZ, W.: Weltweite Verteilung der Rauhigkeitsparameters z_o mit Anwendung auf die Energiedissipation an der Erdoberfläche. Meteorol.Rdsch., 30 (1977), 43-48.

BHUMRALKAR, C.M.: Numerical experiments on the computation of ground and surface temperature in an atmospheric general circulation model. J.Appl.Met., 14 (1975), 1246-1258.

HOČEVAR, A.; RAKOVEC, J.: Model for simulation of main ecological parameters on slopes and on horizontal surface. J.interdiscipl.Cycle Res., 12 (1981), 257-265.

MESINGER, F.; JANJIĆ, Z.: Model prognoze za ograničenu oblast sa primitivnim jednačinama. Beograd, SHMZ, 1975, 52 str.

YAMADA, T.: On the similarity functions A, B and C of the planetary boundary layer. J.Atmos.Sci., 33 (1976), 781-793.

SYNOPTISCHE FEINANALYSEN AUF ISENTROPENFLÄCHEN IM ALPENRAUM

R. Steinacker
Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck

ABSTRACT

Due to the intensive radiosoundings during ALPEX SOP (March and April 1982) in combination with aircraft measurements, synoptic analyses may be carried out very accurate. An example of an isentropic analysis is discussed, showing strong ageostrophy in the flow over and around the Alps.

1. EINLEITUNG

Das einmalig dichte Netz der SYNOP-Stationen im Alpenraum läßt recht genaue Analysen des bodennahen Druckfeldes zu. Dabei stellen die Meßwerte von Bergstationen eine große Hilfe dar, da sie das Fehlen von regulären inneralpinen Radiosonden zumindest bis zum 700 mbar-Niveau ausgleichen (vgl. Steinacker, 1978). Oberhalb dieser Druckfläche war man bisher zu mehr oder weniger spekulativen Annahmen gezwungen.

Während der Special Observing Period (SOP) von ALPEX waren eine Reihe von zusätzlichen Radiosondenstationen in Betrieb, die - gemeinsam mit den regulären Stationen - Aufstiege in höherer Frequenz durchführten.

Zusammen mit den Meßergebnissen der meteorologischen Flugzeuge ist für die Periode März und April 1982 somit ein hinreichendes Datenmaterial für Feinanalysen auch in höheren Luftschichten gegeben.

2. KONSTRUKTION DER ISENTROPENFLÄCHEN

Isothermen auf Druckflächen sind zugleich Isobaren auf der jeweiligen Isentropenfläche. Sind z.B. alle 50 mbar Temperaturwerte vorhanden, so können sehr leicht auf eine bestimmte Isentropenfläche Isobaren in 50 mbar Intervallen übertragen werden, vgl. ausführliche Beschreibung bei Steinacker, 1981. Die isentrope Stromfunktion - das Montgomerypotential M - läßt sich in analoger Weise von Druck- auf Isentropenflächen übertragen. Diese graphische Methode hat den Vorteil, daß sogar Druckwerte von Bergstationen auf den Verlauf der Montgomery-Stromlinien, welche sonst nur aus Radiosonden berechenbar sind, Einfluß haben.

3. ISENTROPE TRAJEKTORIEN

Für das Studium der dreidimensionalen Bewegungsvorgänge empfehlen sich Trajektorien auf isentropen Flächen, vgl. Pümpel, 1978. Allerdings ist bei deren Konstruktion das herkömmliche Schema nach Pettersen 1956 nicht zu empfehlen. Selbst die Verfeinerung durch Berücksichtigung der Änderung der kinetischen Energie (vgl. Danielsen 1961) ist infolge der zu großen räumlichen und zeitlichen Abstände der Sonden im Vergleich zu den eng begrenzten Deformationen im alpinen Druckfeld nur beschränkt verwendbar.

Geht man von der Bewegungsgleichung in isentropen Koordinaten (reibungsfrei) aus (vgl. Haltiner , Martin 1957),

$$\frac{dv}{dt} + \nabla_\theta M + f\,k \times v = 0 \qquad (1)$$

wobei unter Annahme adiabatischer Bewegung v durch den horizontalen Geschwindigkeitsvektor ersetzt werden kann, erhält man durch Integration über den Zeitschritt $\Delta t = t_2 - t_1$

$$v_2 = v_1 - \overline{\nabla_\theta M}\,\Delta t - f\,k \times \bar{v}\,\Delta t \qquad (2)$$

für nicht zu große Zeitschritte kann (2) durch

$$v_2 \simeq v_1 - \overline{\nabla_\theta M}\,\Delta t - f\,k \times \left(v_1 - \overline{\nabla_\theta M}\,\Delta t/2\right)\Delta t \qquad (3)$$

recht genau approximiert werden.

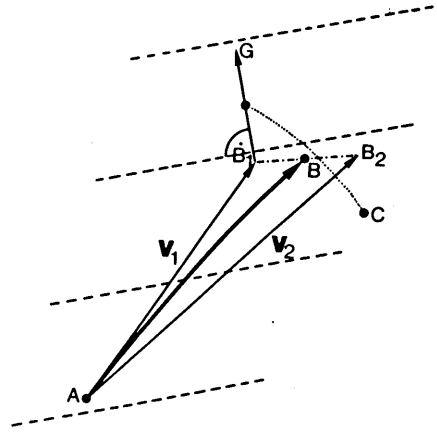


Abb.1: Schema der Konstruktion von Trajektorien
Erläuterungen siehe im Text

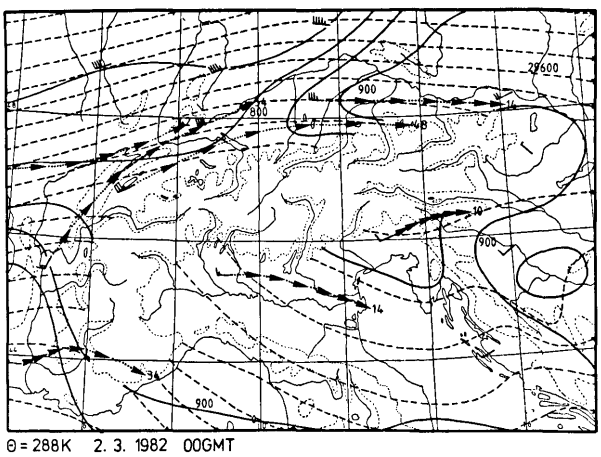
Die weitere Integration über Δt führt schließlich zur Verlagerung einer Luftpartikel vom Startpunkt

$$x = v_1 \Delta t - \nabla_\theta M\,\Delta t^2/2 - f\,k \times \bar{v}\,\Delta t^2/2 \qquad (4)$$

Abb.1 veranschaulicht die praktische Vorgangs-

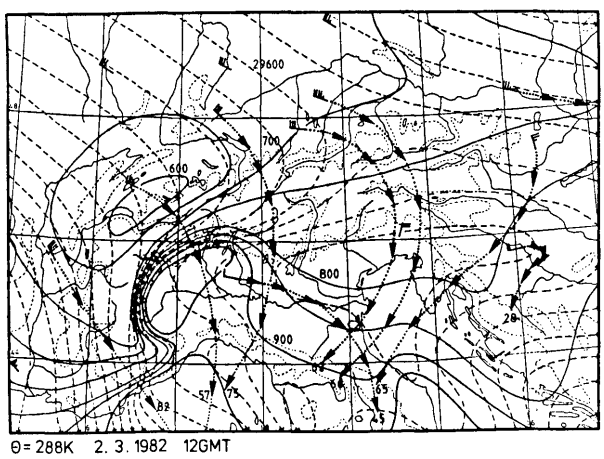
weise. Für einen Einheitszeitschritt, z.B. 1 h, und Angabe der Geschwindigkeit in kt = nmi/h entspricht der Vektor v_1 dem Windweg mit der Anfangsgeschwindigkeit $v_1 \Delta t$. Der mittlere Druckgradient bewirkt eine Geschwindigkeitsänderung um $\overline{B_1 G} = -\overline{\nabla_\theta M} \Delta t$. Da die Coriolisbeschleunigung nur zu einer Rechtsablenkung ohne Geschwindigkeitsänderung führt, muß AC gleich lang wie $v_1 + \nabla_\theta M \, \Delta t/2$ sein. Die Hälfte beider Vektoren (vgl. (4)) führt zum Punkt B, dem Endpunkt der einstündigen Trajektorie.

4. ANALYSENBEISPIEL



Θ=288K 2. 3. 1982 00GMT

Abb.2: Isentropenanalyse der Fläche Θ = 288 K am 2.3.1982, 0 Uhr GMT
Durchgezogene Linien: Isobaren in 50 mbar Intervallen.
Strichlierte Linien: Isentrope Stromfunktion M/g_o in 10 gpm Intervallen.
Punktiert: Trajektorien; die Pfeile geben den stündlichen Windweg wieder. Zahlen neben den Pfeilen geben die Windgeschwindigkeit in kt an.

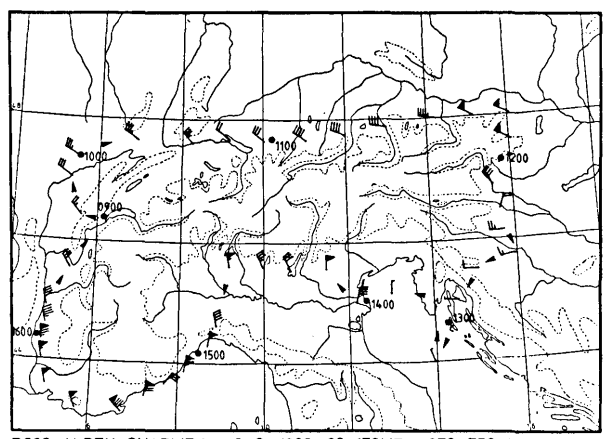


Θ=288K 2. 3. 1982 12GMT

Abb.3: Isentropenanalyse der Fläche Θ = 288K am 2.3.1982 12 Uhr GMT
Durchgezogene Linien: Isobaren in 50 mbar Intervallen
Strichlierte Linien: Isentrope Stromfunktion M/g_o in 10 gpm Intervallen.
Punktiert: Trajektorien; die Pfeile geben den stündlichen Windweg wieder. Zahlen neben den Pfeilen geben die Windgeschwindigkeit in kt an.

Am 2. März 1982 fanden die ersten ALPEX Flüge während einer Kaltfrontüberquerung der Alpen statt. Die Abb.2 und 3 zeigen Analysen einer Isentropenfläche im Abstand von 12 h mit jeweils 6-stündigen Trajektorien. Dabei kommt deutlich zum Vorschein, wie die Strömung zuerst (Abb.2) antizyklonal um die Alpen umgelenkt wird. Nachdem die Kaltluft das Alpenkammniveau erreicht hat (Abb.3), fällt die Luft unter starker Beschleunigung als Nordföhn in die Poebene.

Die Übereinstimmung mit den Flugzeugwinden ist recht gut. Die Konfluenz an der französischen Mittelmeerküste kommt auch aus den Trajektorienbahnen deutlich zum Vorschein. Auch die enormen Windgeschwindigkeiten von ca. 80 kt, die sich durch die Trajektorien ergeben, sind durch Messungen belegt.



P302 ALPEX CHARLIE 1 2. 3. 1982 09-17GMT 670-750mbar

Abb.4: Windwerte des Alpenrundflugs CHARLIE 1 mit der P-3 am 2.3.1982. Die Punkte geben die Position des Flugzeuges zur jeweiligen Uhrzeit (GMT) an, die Pfeile die Flugrichtung.

5. ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

Die relativ gute Übereinstimmung zwischen "abgeleiteten" und gemessenen Winden darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß isentrope Trajektorien einige Mängel aufweisen. Turbulente Bewegungen in der Bodenreibungsschicht, Konvektion, Clear Air Turbulence, Strahlungseinfluß, Verdunstung und besonders Kondensation sind dabei unberücksichtigt.

Die in Ausarbeitung befindliche Automatisierung der besprochenen Analysenmethoden (numerisch) wird in Zukunft durch Anwendung auf das umfangreiche ALPEX-Datenset eine große Hilfe darstellen, die oben erwähnten Effekte auf deren Wirksamkeit hin zu untersuchen.

LITERATUR

Danielsen, E.F.: Trajectories: Isobaric, Isentropic and Actual. J.Meteor., 1961, 18/4, p. 479

Haltiner , G. & F. Martin: Dynamical and Physical Meteorology. Mc Graw Hill, New York, 1957, p. 201

Pettersen, J.: Weather Analysis and Forecasting Mc Graw Hill, New York, 1956, p. 27 ff

Pümpel, H.: Analyse der atmosphärischen Struktur über dem Alpenraum auf isentropen Flächen, Dissertation, Univ. Innsbruck, 1978, 169 S.

Steinacker, R.: Synoptische Erfahrungen mit einer Alpenwetterkarte. 15. Tagung für Alpine Meteorologie, Veröff. Schweiz. MZA 40, 1978, 35 - 38

Steinacker, R.: Analysis of the Temperature and Wind Field in the Alpine Region. Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, 1981, Vol.17, pp. 51 - 62

ZUM WINDREGIME IM NÖRDLICHEN ALPENVORLAND BEI SÜDWESTLICHER GRUNDSTRÖMUNG

Manfred Kurz

Deutscher Wetterdienst - Wetterdienstschule

1 GRUNDMUSTER DER STRÖMUNG

Bei einer Anströmung der Alpen aus Südwest bis Süd sind für das Windregime unterhalb 3 km Höhe zwei Strömungsanteile von Bedeutung: Zum einen erfolgt ein Umströmen des Gebirges an seiner Westflanke, zum andern findet ein zwangsweises Überströmen des zentralen und östlichen Alpenteils von Süden her statt. Als warme Föhnströmung sinkt dieser zweite Strömungsteil die Leeflanke des Gebirges hinab und trifft über dem nördlichen Alpenvorland mit dem Luftstrom zusammen, der das Gebirge westlich umrundet hat.

Dieses prinzipielle Bild ist allgemein bekannt und wurde durch Modellrechnungen (VERGEINER 1978) realitätsgetreu simuliert.

2 ENTSTEHUNG VON WELLEN NÖRDLICH DER ALPEN

Bei der Wetterlage vom 20.-23.09.1981, die hier zur Demonstration benutzt werden soll, ist das beschriebene Strömungsmuster gut ausgeprägt und bleibt über mehrere Tage in weiten Bereichen quasistationär. Das gilt für den Anströmsektor, also für die Stationen südlich und westlich des Alpenbogens, und für die Gipfelstationen. Auf der Zugspitze z. B. herrschen ständig südliche Winde mit Geschwindigkeiten zwischen 20 und 40 kn. Nördlich der Alpen dagegen ist bei vielen Stationen ein mehr oder weniger periodischer Wechsel zwischen südlichen und westlichen Winden in den Schichten bis 800 mbar hinauf festzustellen. Das trifft vor allem für München und die Bergstationen Hohenpeißenberg und Großer Falkenstein zu, in der zweiten Hälfte des Zeitraums aber auch für Payerne, den Feldberg und Wien.

In diesem Bereich stellt sich offensichtlich kein stationärer Zustand ein. Durch Stromlinienanalysen für die 850 mbar-Druckfläche läßt sich nachweisen, daß die Richtungsschwankungen durch kurze Wellen hervorgerufen werden, die sich im Konfluenzbereich der beiden Strömungsanteile ständig neu bilden und an den Alpen entlang nach Osten bzw. mit der Grundströmung nach Nordosten wandern. Sie weisen Wellenlängen um 500 km auf und bewegen sich mit Phasengeschwindigkeiten von 20 - 30 kn, die gut mit der mittleren Strömungsgeschwindigkeit in der unteren Troposphäre korrespondieren. Innerhalb der Wellen ist die Temperatur relativ hoch, was zum einen darauf hinweist, daß in ihnen die warme Föhnluft verfrachtet wird, und was zum andern bedingt, daß die Wellen auf die untere Troposphäre beschränkt bleiben.

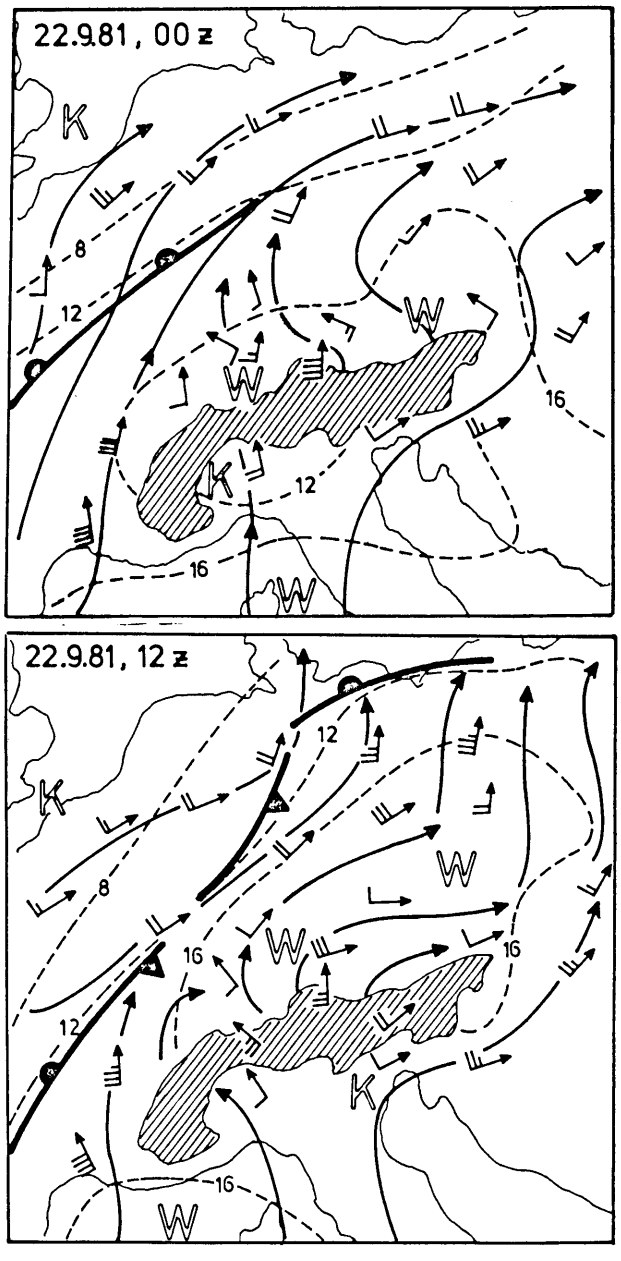


Abb. 1: Wind- und Temperaturverteilung in 850 mbar vom 22.09.81, 00 - 12 z. Ausgezogen Stromlinien, strichliert Isothermen (in °C). Die Windpfeile zeigen die Meßdaten der aerologischen Stationen und einiger Bergstationen in den Alpen und im Alpenvorland.

Die Formierung und rasche Verlagerung einer derartigen, besonders gut ausgeprägten Welle zeigen die Karten der Abb. 1.

Die Existenz solcher Wellen konnte nicht nur bei dieser Wetterlage, sondern auch bei mehreren anderen vergleichbaren Lagen festgestellt werden.

3 FRONTOGENESE IM BEREICH DER WELLEN

Bei der betrachteten Wetterlage bilden sich die Wellen zunächst in einer nur schwach baroklinen Strömung, die lediglich zwischen Luv- und Leeflanke der Alpen den durch die erzwungenen Vertikalbewegungen hervorgerufenen Temperaturunterschied von rund 5 °C aufweist. In der Mitte des Zeitraums und zum Schluß nähern sich aber kühlere Luftmassen von Westen und Nordwesten dem Gebirge und es kommt im

Bereich der Wellen zu frontogenetischen Prozessen mit der warmen Föhnluft (KURZ 1980).

Besonders kräftig sind diese Effekte in der Nacht zum 23.09.81, in der zwischen Stuttgart und München in den unteren Schichten ein Temperaturunterschied von 12 °C entsteht. Neben der Wirkung der Orographie trug dazu die Abkühlung der trockenwarmen Luft durch Verdunstung fallenden Niederschlags bei. Als Folge der durch die Gleichgewichtsstörung im Temperaturfeld ausgelösten thermisch direkten Zirkulation verstärkt sich die westliche Strömung an der Südflanke der letzten Welle, so daß die kältere Luft mit Geschwindigkeiten um 30 kn an den Alpen entlang nach Osten vordringt. An ihrer Vorderkante bildet sich eine neue Front, während die ursprüngliche Frontalzone in abgeschwächter Form erst in den Mittagsstunden des 23.09. den Alpenraum erreicht und die Südwestlage beendet.

Zum Schluß sei bemerkt, daß die Wellen mit ihrer zyklonalen Vorticity einen geeigneten Ansatzpunkt für weitere zyklogenetische Prozesse darstellen, besonders dann, wenn durch vorangegangene Frontogenese die Baroklinität in ihrem Bereich entsprechend angewachsen ist.

Literaturverzeichnis:

KURZ, M.: Zum Einfluß der Alpen auf frontogenetische Vorgänge. CIMA 80, S. 1 - 5. Soc. Meteorologique de France 1980

VERGEINER, I.: Föhnströmung in den Alpen - dreidimensionale numerische Modellrechnungen im lokalen und regionalen Scale. Arbeiten aus der Zentralanst. f. Meteorologie und Geodynamik Heft 32, Nr. 63/1 - 37. Wien 1978

ABGESCHLOSSENE HOEHENTIEFS IM SOMMER UND IHRE WETTERAUSWIRKUNG IN DER SCHWEIZ

Hans W. Courvoisier
Schweizerische Meteorologische Anstalt
Zürich, Schweiz

Zusammenfassung Es wurde die für schwierige Prognosen bekannte Wetterlage "Abgeschlossenes Höhentief (Cut-off low)" in ihrem Zusammenhang mit dem Wetter in der Schweiz eingehend untersucht.

Da vor allem sommerliche Höhentiefs markante Wettererscheinungen (Dauerregen mit Ueberschwemmungen) hervorrufen können, wurden 118 Fälle der Monate Mai bis September (1965-1981) bearbeitet. Es wurde untersucht, welche Wetterauswirkung Lage und Zugbahn der Höhentiefs in verschiedenen Regionen der Schweiz haben und welcher Art das Druck-, Wind- und Feuchtefeld sein muss, um grössere Niederschläge einerseits, trockenes Wetter anderseits, zu verursachen.

Abstract The forecast of the behaviour of cut-off lows is always difficult. The purpose of this study is to know the influence of such cut-off lows on the weather in Switzerland.

The presence of cut-off lows in summer is often accompanied by severe weather phenomena (continuous rain followed by floods). 118 cases observed during the months of may to september (1965-1981) were examined. The study concentrates on the effect of the positions and trajectories of the cut-off lows on the weather in several regions of Switzerland. Especially it considers what values the pressure field and the ones of the wind and humidity must have to give rise to important precipitations or to dry weather.

1. EINLEITUNG

Abgeschlossene Höhentiefs sind in zweifacher Hinsicht schwierige Wetterlagen: erstens ist ihre Zugbahn mit den numerischen Prognosen schwer zu erfassen und zweitens ist die Vorhersage ihrer regionalen Wetterauswirkung, speziell in Gebirgsländern, problematisch. Da vor allem sommerliche Höhentiefs markante Wettererscheinungen (Dauerregen mit Ueberschwemmungen) verursachen können, wurden 118 Fälle in den Monaten Mai bis September der Jahre 1965-1981 bearbeitet. Berücksichtigt wurden alle Höhentiefs, die sich mindestens zwei Tage im Umkreis bis zu 700 km (Zentrumsdistanz) um die Schweiz befanden und die mindestens e i n e geschlossene Isohypse (bei 4 Dm-Abstand) im 500 mbar-Niveau aufwiesen.

Es wurde die Bezeichnung "Abgeschlossenes Höhentief" und nicht "Kaltlufttropfen" gewählt, da die Höhentiefs im Sommer oft in Verbindung mit Bodentiefs stehen, während Kaltlufttropfen definitionsgemäss im Bodendruckfeld keine wesentliche Zyklonalität aufweisen.

2. ZUGBAHNEN DER HOEHENTIEFS

Was zunächst die Zugbahnen der Höhentiefs betrifft, so lassen sich drei typische Bahnen hervorheben (Fig. 1):

1. Zugbahn aus West (32 Fälle)
2. Zugbahn aus Nordwest bis Nord (30 Fälle)
3. Zugbahn aus Nordost bis Ost (8 Fälle)

Die Zugbahn aus Nordwest bis Nord zeigt südlich der Alpen in den meisten Fällen eine Umbiegung gegen den Balkan. Als Ursache davon käme ein im Sommer relativ nördlich gelegener

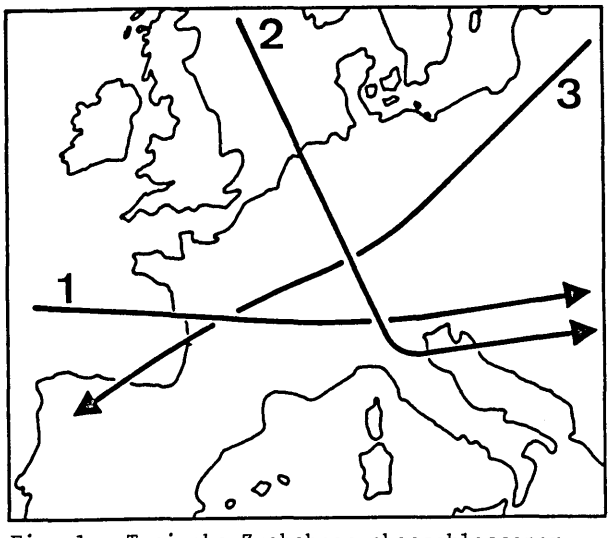


Fig. 1 Typische Zugbahnen abgeschlossener Höhentiefs im Sommer (Mai - Sept.)

Subtropenjet in Frage, der die Höhentiefs nicht weiter nach Süden wandern lässt, sondern sie wegen seiner dominierenden West-Ost-Orientierung nach Osten steuert.

Neben den Zugbahnen, die im wesentlichen geradlinig verlaufen, gibt es Zugbahnen mit starker Krümmung, Bahnen mit Spitzkehren und mit Schleifen. Die Zugbahn aus West kommt in allen Monaten (Mai bis September) ziemlich gleich häufig vor, diejenige aus Nordwest bis Nord tritt vor allem im Juni und Juli auf und die Zugbahn aus Nordost bis Ost, die typisch für den Winter ist, kam in 17 Jahren im Juli und in der ersten Augusthälfte nie vor.

3. WETTERAUSWIRKUNG DER HOEHENTIEFS IN DER SCHWEIZ

Wie zu erwarten ist, ist das Wetter in der Schweiz an der Mehrzahl der Tage mit Höhentiefs - etwa 65 bis 82 % - durch Niederschläge charakterisiert. Die regionale Wetterauswirkung ist recht verschiedenartig. Niederschlagsmengen von ⩾ 30 mm pro Tag traten im Tessin an 33 Tagen, in der Ostschweiz an 17 Tagen, in der Westschweiz an 6 Tagen und im Wallis an 4 Tagen auf. Bezogen auf die einzelnen Lagentage (452) sind dies erstaunlich wenige Tage (z.B. 1 % im Wallis, 4 % in der Ostschweiz und 7 % im Tessin); bezogen auf die Fälle von Höhentief-Witterungslagen (118) sind es im Wallis 3 %, in der Ostschweiz 14 % und im Tessin 28 %. Niederschlagsmengen von ⩾ 70 mm pro Tag wurden im Tessin an 7 Tagen (= 6 % der Höhentief-Witterungslagen) gemessen.

Wo lagen an den Tagen mit Niederschlagsmengen von ⩾ 30 mm pro Tag die Zentren der Höhentiefs um 00 GMT ? Zunächst für die 17 Fälle in der Ostschweiz: hauptsächlich über Frankreich, über Norditalien, Süddeutschland, den Beneluxländern und der Nordsee. Für die 33 Fälle im Tessin lagen die Höhentiefzentren um 00 GMT meist über Frankreich, Ostspanien, der Biskaya und Südengland.

Betrachten wir noch 2 Fälle mit sehr grossen Niederschlagsmengen: am 22. und 23. Juli 1973 wurden im Jura 211 mm in 48 Stunden gemessen. Hier verlagerte sich ein Höhentief von Barcelona über Mailand nach Venedig. Im zweiten Fall wurden im Westtessin am 29. und 30. August 1977 346 mm in 48 Stunden verzeichnet. Die Zugbahn des Höhentiefs verlief von den Ostpyrenäen nach Korsika.

Wie oft kommt nun trockenes Wetter mit heiterem Himmel oder mässiger Bewölkung bei Höhentiefs vor ? Es wurden dabei Tage mit ⩽ 0.4 mm Regen und ⩾ 5 Stunden Sonne gezählt. In der Ostschweiz traten 81 solcher Tage auf, in der Westschweiz 122 Tage, im Wallis 147 Tage und im Tessin 159 Tage. Bezogen auf die einzelnen Lagentage (452) sind dies in der Ostschweiz 18 %, in der Westschweiz 27 %, im Wallis 33 % und im Tessin 35 %.

Betrachtet man die Lage der Zentren der Höhentiefs an Tagen mit trockenem Wetter und mindestens 5 Stunden Sonne in der ganzen Schweiz, so zeigt sich deutlich eine Gruppierung um die obere und mittlere Adria und die angrenzenden Gebiete von Italien und Jugoslawien.

Wie steht es mit Unterscheidungsmerkmalen zwischen einem Höhentief, das Niederschläge verursacht, und einem solchen, bei dem trockenes Wetter herrscht ? Das Geopotenial der 500 mbar-Fläche eignet sich nicht zur Unterscheidung. In beiden Fällen sind im 500 mbar-Niveau tiefe Geopotentialwerte charakteristisch. Der Bodendruck

eignet sich ebenfalls nicht zur Unterscheidung, denn hier haben wir Fälle grösserer Wetterwirksamkeit sowohl bei relativ tiefem als auch bei relativ hohem Druck. Bei trockenem Wetter ist zwar der Luftdruck vorwiegend über 1020 mbar, in 30 % der Fälle ist er aber nur um 1015 mbar.

Gute Unterscheidungsmerkmale sind dagegen die Höhenwindgeschwindigkeiten im Advektionsgebiet. Bei grösseren Windgeschwindigkeiten mit einer Komponente gegen die Alpen, d.h. $\geq$ 20 Ktn. in 850 mbar, $\geq$ 25 Ktn. in 700 mbar und $\geq$ 30 Ktn. in 500 mbar, verbunden mit Taupunktsdifferenzen von 0 bis 4°, sind für die nächsten 24 Stunden grössere Regenfälle wahrscheinlich. Bei geringen Höhenwindgeschwindigkeiten, d.h. $\leq$ 10 Ktn. in 850 mbar, $\leq$ 15 Ktn. in 700 mbar und $\leq$ 20 Ktn. in 500 mbar, verbunden mit Taupunktsdifferenzen von $\geq 8^{o}$, ist hingegen für die nächsten 24 Stunden trockenes Wetter zu erwarten.

Literatur

PICHLER, H; STEINACKER, R. Die Bildung von Kaltlufttropfen im Mittelmeerraum und ihr Einfluss auf das Wetter im Ostalpenraum. 14. ITAM Rauris, ZA f. Met. u. Geodyn. Wien, Heft 32 (1978).

ERGEBNISSE AUS DEN VERSUCHSPERIODEN EINER AUF 5 BIS 6 TAGE ERWEITERTEN MITTELFRISTPROGNOSE FUER DIE SCHWEIZ.

Gian Alfred Gensler
Schweizerische Meteorologische Anstalt (SMA), Zürich

1. DIE VERSUCHSPHASEN

Seit Juli 1966 veröffentlicht die SMA täglich eine Mittelfristprognose für den 2. und 3. Folgetag. Vom Sommer 80 an erreichten uns die 1- bis 7-tägigen numerischen Vorhersagekarten (NVK) aus dem Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW).Bevor deren Interpretation an die Oeffentlichkeit weitergegeben werden konnte, fanden experimentelle Versuchsphasen an der Landeswetterzentrale (LWZ) in Zürich statt. Sie begannen Ende Juli 1980 auf intern bleibender Basis. Vom 22.12.81 an wird ein Text "Wetterentwicklung für die nächsten fünf Tage" veröffentlicht.

Die Arbeitsmethode beruht auf einer Beurteilung der Isohypsenbilder der NVK des EZMW, DWD und der USA im Raume Ostatlantik - Europa für 500 mbar, ergänzt durch 850 mbar (EZMW), die Bodenkarte (DWD) und die Isothermen auf 500 und 850 mbar. Zur Beurteilung des voraussichtlichen Bodenwetters dienen Patternkonfigurationen, objektiv statistische Unterlagen für Einzelorte, Analogfälle und die zeitliche Konstanz des Modelles für den gleichen Prognosentermin. Der Text umfasst die ganze Schweiz und soll kurz gehalten werden (4-8 Schreibmaschinenzeilen) und mehrheitlich Tendenzen über 2-3 Tage enthalten und weniger Einzeltage erwähnen.

2. FELDKONTROLLE NVK 500 MBAR EUROPA

2.1 Erstes Versuchsjahr Aug.80-Juli 81

Für den Raum Ostatlantik, W- und Mitteleuropa und westlichem Mittelmeer wurde das vorhergesagte Strömungsbild subjektiv mit der Wirklichkeit anhand der monatlichen Sammlung der EZMW-NVK für 500 mbar verglichen. Es wurden 5 Gütepunkte (GP) zwischen 2 (100%) und 0 (0%) verwendet. 163 getestete NVK ergaben folgende Trefferprozente:

NVK für Tag	+2	+3	+4	+5	+6	+7	Mittel
Treffer %	93	86	76	66	57	48	71

Das Winterhalbjahr (16.9.-15.3.) ergab 69.5 %, das Sommerhalbjahr 71.5 %.

2.2 Letzte 12 Monate, Juni 81 - Mai 82

Derselbe 500 mbar Testvorgang zeigte die nachstehenden Häufigkeiten der Gütepunkte in % aller geprüfter 183 Tage:

GP	Tag	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7
2	s.gut	95	79	48	26	8	2	1
1½	gut	5	21	48	61	48	32	30
1	knapp	-	-	4	12	37	38	32
½	un-	-	-	-	1	7	24	27
0	gen.	-	-	-	-	-	4	10
Winter		99	96	87	79	69	55	46
Sommer		98	92	83	74	62	51	45

Als eher kritische Grosswetterlagen (GWL, gemäss DWD-Amtsblatt) zum Zeitpunkt der Ausgangsanalyse erwiesen sich im Winter u.a.: Wz (zu langsame Ostverlagerung von Trögen, die oft zu tief wurden oder verpasste Abschnürungen), ferner TB, Sz, HFa(infolge verpasster Tröge) oder TM, TrM(zu spät oder nicht erkannter Hochaufbau).

Mehrheitlich gut wurden Entwicklungen aus SWz, NWz und BM modelliert. Im Sommer waren gemischte Zirkulationsformen wie BM, SWa, SWz kritischer als die zonalen. Geeigneter waren meridionale GWL wie TrM, NE und Blockierungen.

3. PUNKTKONTROLLE NVK 500 MBAR PAYERNE

Für die Sondenstation Payerne (CH) wurde eine ebenfalls subjektive Beurteilung der Geopotential- und Windprognosen erstellt. Für die letzten 12 Monate (6.81 - 5.82) fanden sich für die geprüften 46 Winter- und 48 Sommerfälle (Tag +1 des EZMW wird nicht verwendet):

NVK Tag	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7
Winter							
DWD	90	80	67	58	52	42	-
EZMW	-	91	83	68	62	47	42
USA	86	82	68	53	54	-	-
Sommer							
DWD	88	81	68	64	62	59	-
EZMW	-	85	82	76	65	60	53
USA	90	82	76	61	59	-	-

Für die überall belegten Prognosentage +2 bis +5 findet sich ein Treffermittel von 66.5 % für DWD, 76.5 % für EZMW und 67 % für USA.

Eine gewisse Güteabhängigkeit von der Ausgangswetterlage über Europa konnte nur für EZMW im Winter erkannt werden. Hier wirken SWz, Wz, Ws, TrW und TB eher positiv, SWa, BM, HFa eher negativ auf das Modell. Im Sommer sind BM und NWz für alle Modelle eher ungünstig, Na und SWa günstiger. Besonders im Winter dämpfen Phasenverschiebungen um eine halbe Wellenlänge bei zonalen Lagen die Treffer auf den 3. oder 4. Prognosentag. Ein Wiedereinpendeln nach 6-7 Tagen scheint den vorangegangenen Güteabfall wieder zu bremsen. Im Winter werden beim EZMW-Modell die Geopotentiale ab Tag +3 drei- bis 5-mal häufiger zu tief (über 8 dam) als zu hoch berechnet.

4. TEXTPROGNOSENKONTROLLE SCHWEIZ

Für die 12 Monate Juni 81 - Mai 82 fanden sich folgende Güteprozente für die 3 Hauptregionen der Schweiz:

Prog.Tag	+1	+2	+3	+4	+5	+6	2-5
Winter							
Nord	86	81	81	76	64	64	76
Alpen	85	78	80	75	67	63	75
Süd	82	80	71	75	65	63	73
Sommer							
Nord	84	84	81	69	68	59	76
Alpen	80	80	76	67	65	57	71
Süd	81	78	73	74	66	60	73

Südlich der Alpen scheinen sich auf den 3. Prognosentag öfters unerwartete Entwicklungen (bes. im Winter) abzuspielen. Der Güteabfall ist langsamer als für die NVK. Hier spielen aber Zufallstreffer mit: nach einer Fehlprognose für die mittleren Tage harmoniert das effektive Bodenwetter wieder mit der Prognose, aber infolge anderer synoptischer Ursachen, wodurch rund 5 % Treffer "gewonnen" werden.

5. WERTUNG DIESER ERGEBNISSE

Subjektive Bewertungen solcher Art erfassen wohl relative Unterschiede, weniger aber Absolutwerte. Eine Wertung von Differenzvektoren beim Wind im Bereiche einer langen Gebirgskette(Alpen) unterliegt infolge der unterschiedlichen Anfälligkeit auf Luv- und Lee-Effekte einer zusätzlichen Schwierigkeit. 1983 soll in Zürich eine objektive NVK-Feldkontrolle täglich die 3 Modelle über Europa prüfen, womit Auswirkungen neuer Modellmodifikationen rasch erkennbar sein sollten. Das Einführen einer objektiven Textprognosenkontrolle wird zusammen mit ersten Feinmaschenergebnissen eine noch bessere Nutzung der vorhandenen NVK erlauben.

WINDBESTIMMUNG AUS DER WOLKENVERLAGERUNG IM ALPENGEBIET AUS SATELLITENBILDERN VON METEOSAT-2

H. Queck
DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Wessling

Die Beobachtungen des geostationären meteorologischen Satelliten METEOSAT-2 in den Spektralkanälen VIS (0.4 - 1.1 µm) und IR (10.5 - 12.5 µm) werden dazu benutzt, die Windfelder im Wolkenniveau zu bestimmen. Dies geschieht durch Messung der Wolkenverlagerung innerhalb der Beobachtungssequenz. Je nach Wolkenart (-höhe) werden verschiedene Geschwindigkeits- und Richtungsfelder gefunden, wobei im allgemeinen die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zunimmt.

Die Wolkenhöhenzuordnung erweist sich als einer der Hauptfehler bei der Windbestimmung aus der Wolkenverlagerung. Das trifft ganz besonders für die hohen Wolken zu. Häufigkeitsverteilungen der Grauwerte für tiefe und hohe Wolken lassen den Grund hierfür erkennen. Während die Verteilung bei tiefen Wolken ein eng begrenztes Maximum zeigt, wird die Eindeutigkeit der Zuordnung durch Verbreiterung und Abflachung des Maximums bei hohen Wolken verwischt. Trotz des Auftretens eines Mittelwertes nahe einer bestimmten Höhe, liegt ein beträchtlicher Anteil von hohen Wolken unterhalb dieser Höhenstufe und anstatt der ausschliesslichen Verfolgung von Cirrus wird die Verlagerung vieler mittelhoher Wolken betrachtet.

Als weiterer Unsicherheitsfaktor wirkt die Oberflächenbeschaffenheit des Untergrundes, wodurch lokale Wettererscheinungen ausgelöst werden.

1 EINLEITUNG

Die wichtigste Bergkette in Europa ist mit einer Länge von etwa 900 km und einer Breite von 100-200 km das Alpenmassiv. Bogenförmig erstrecken sich die Alpen vom Golf von Genua in erst nordöstlicher, dann östlicher Richtung zum Winer Becken. Leeseitig der Alpen bilden sich häufig Tiefdruckgebiete wegen der Orientierung des Hauptkamms zur vorherrschenden Luftströmung. Zum Studium der atmosphärischen Prozesse im unteren Skalenbereich, muss die orografische Struktur der Alpen bekannt sein, d.h. die höchsten Erhebungen und die Haupttäler mit ihrer Richtung. Als höchster Gipfel in den Alpen erreicht der Mt. Blanc 4807 m. Weitere 5 Gipfel liegen über 4000 m, gefolgt von einer Reihe über 3000 m.

Einen weit grösseren Einfluss auf kleinräumige Zirkulationen haben aber die Täler, die in zwei Kategorien einzuteilen sind, nämlich in Täler, die parallel zur Erstreckungsrichtung und solche, die quer dazu verlaufen. Erstere teilen den Alpenkamm in mehrere Rücken auf, wodurch die Überströmung komplizierter wird, letztere begünstigen die Ausbildung regionaler oder lokaler Windfelder, wie z.B. Bora, Mistral und Föhn.

2 WINDBESTIMMUNG

Die Windbestimmung aus der Wolkenverlagerung in einer Sequenz der Beobachtungen eines geostationären meteorologischen Satelliten erfolgt durch Kreuzkorrelation der Bilddaten von Targetfläche (A) zur Zeit (t_1) in der Fläche des Suchgebietes (B) zur Zeit (t_2). Weil die Wolken sich in jeder Richtung um den Mittelpunkt von (A) verlagern konnen, wird (B) automatisch vergrössert bei Wahl der Kreuzkorrelation. Diese Methode bestimmt den Cosinus des Winkels (Θ) zwischen den Vektoren $\vec{A}$ und $\vec{B}$. Je näher $\cos(\Theta)$ an 1 liegt, umso besser ist die Korrelation. Für den Wert 0 ergibt sich keine Korrelation, für -1 zeigen die Vektoren genau entgegengesetzt.

Neben dem Flächenvergleich besteht noch die Methode der Punktverfolgung. Dabei wird das Cursorkreuz auf ein wohldefiniertes, relativ formbeständiges Teilstück einer Wolkenformation gesetzt. Zu dieser Stelle wird im nächsten Bild der Sequenz der Cursor nachgeführt. Als Mass für die Verlagerung geht der Abstand der beiden Punkte ein.

Die berechneten Windvektoren können entsprechend ihrer Höhenzuordnung in tiefe, mittelhohe und hohe Wolken, codiert in drei Farben dem Satellitenbild überlagert werden. Da sowohl die Zugrichtung, als auch die Verlagerungsgeschwindigkeit abgeschätzt werden können, erfolgt auf diese Weise eine erste Qualitätskontrolle.

Ist eine ausreichende Anzahl von Vektoren bestimmt, so kann mit der eigentlichen Qualitätskontrolle begonnen werden. Mit der Eingabe eines entsprechenden Kommandos 'QP' in das 'Interaktive Meteorologische Bilddatenverarbeitungssystem', das mit Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinscheft im GSOC (German Space Operation Center) installiert wurde, werden die Vektoren in der Reihenfolge ihrer Bestimmung auf dem Bildschirm sichtbar, unter gleichzeitiger Ausgabe der Vektornummer, der Messhöhe, der Wolkendicke (mb) und der Temperatur (QUECK et al. 1981). Mit Hilfe dieser zusätzlichen Angaben werden folgende Anweisungen getroffen:

- keine Änderung
- Höhenänderung 100(100)900 mb
- Fehlermarkierung

Im Falle einer neuen Höhenzuweisung wird die

Wolkendicke 0 gesetzt und die zugehörige Temperatur aus Standardatmosphären für verschiedene geografische Breiten und Jahreszeiten berechnet. Sind alle für eine Sequenz bestimmten Vektoren abgearbeitet, erfolgt die Ausgabe einer statistischen Tabelle, die die Höhenänderungen, die Mittelwerte und Standardabweichungen der u- und v-Komponenten, der Windgeschwindigkeit und Windrichtung für jede Höhenstufe wiedergibt.

2.1 LIMITED SCAN MODE

Um die Windbestimmung in einem kleinräumigen Gebiet ($\leq$ 50 km^2), wie es die Alpenregion darstellt, mit grösstmöglicher Genauigkeit durchführen zu können, ist es notwendig, den Aufzeichnungsmodus zu verkürzen. Mit einer höheren zeitlichen Auflösung (10 Minuten) können die konvektiven Prozesse und die Ausbreitung von Schwerewellen erfasst werden.

2.2 NAVIGATION

Voraussetzung für eine korrekte Bestimmung der Wolkenverlagerung ist eine gute Navigation der Bildsequenz. Sie besteht aus einer Transformation des Linien-Element-Koordinatennetzes in ein Länge-Breite-Koordinatennetz und wurde über Landmarkenmessungen durchgeführt.

Ohne guter Navigation tritt eine scheinbare Verschiebung der Kontinente auf, da die Spinachse des Satelliten und die Erdachse nicht parallel sind, der Satellit deshalb eine oszillierende Bewegung auf seiner Umlaufbahn ausführt. Jede Abweichung von der Überdeckung der Erdbilder verursacht systematische Fehler in der Bestimmung der Wolkenverlagerung.

2.3 WOLKENANALYSE

Merkmalsträger der verschiedenen Wolkenarten ist ihre

- Vorderseite
- Rückseite
- Mittelpunkt
- Helligkeitszentrum

Das Ergebnis der Verlagerungsbestimmung ist abhängig davon, auf welchen dieser Punkte Bezug genommen wird. So neigen wachsende Zellen dazu, sich rasch zu verlagern, wenn die Wolkenvorderseite verfolgt wird. Ebenso bewegt sich das Helligkeitszentrum etwas schneller, als das geometrische Zentrum.

Sich auflösende Wolken sind zur Windbestimmung nicht geeignet, weil die Auflösung nicht immer nach einem Punkt hin erfolgt, sondern häufig in Absplitterung einzelner Wolkenteile verläuft, wodurch das natürliche Windfeld nicht beschrieben werden kann.

Zu kleine Wolken (Federn, Türmchen) sind wegen ihrer unbeständigen Aufwärtsbewegung und kurzen Lebensdauer schwer zu verfolgen. Gute Zielpunkte sind kleine Zellen (Wolkendurchmesser 4-10 km). Ebenfalls gut bestimmen lässt sich die Bewegung mittelgrosser (Durchmesser 10-20 km), grosser (Durchmesser 20-100 km) und riessiger Zellen ($\geq$100 km), deren Lebensdauer über Land jedoch abnimmt und oft zu falschen Ergebnissen führt.

2.4 WOLKEN-HÖHEN-ZUORDNUNG

Die Höhenzuordnung der verfolgten Wolken ist eine der Hauptfehlerquellen. Sie geschieht über die Temperaturzuordnung des IR-Kanals (MOSHER 1974), wobei der VIS-Kanal zur Berechnung der optischen Dicke der Wolke benutzt wird. Über die optische Diche ergibt sich das Emissionsvermögen, das zusammen mit dem Bedeckungsgrad aus dem VIS-Kanal, eine Korrektur der Schwarz-Körper-Temperatur ermöglicht.

Fehler in der Höhenzuordnung können auch verursacht werden durch Faktoren ausserhalb der grundlegenden Einschränkungen des Auswertesystems. Bei dünnem Cirrus über tieferen Wolken, beispielsweise, kann die Verlagerung der tieferen Wolken gemessen werden unter Zuordnung de-Druckniveaus von Ci. Das Umgekehrte kann eintreten, wenn zur Bestimmung der Wolkenverlagerung die Punktmessung angewendet wird, denn dann zählt nur die Cursornachführung des Operators. Setzt er den Cursor auf ein Wolkenloch, das er im nächsten Bild der Sequenz wiederzufinden glaubt, so verfolgt er die Verlagerung der Wolkenlücke mit einer Höhenzuordnung des Untergrundes. Ein weiterer Fehler in der Höhenbestimmung besteht darin, dass die Höhe der Wolkenoberfläche nicht mit der Höhe der Luftströmung zusammenfällt, die die Antriebskraft für die Wolkenverlagerung darstellt. Das gilt ganz besonders für grosse konvektive Wolken, wo die Bewegung der hellen Wolkenzentren durch die Luftströmung aus viel tiefer liegenden Schichten verursacht wird.

2.5 HISTOGRAMMANALYSE

Um Wolken über schneebedecktem Gelände identifizieren zu können, wird eine bispektrale Histogrammanalyse durchgeführt. Diese 2D-Histogramme aus VIS gegen IR beinhalten Häufigkeitszonen von denen jede wenigstens einer Strahlungsquelle entspricht (Abb. 1).

Maxima werden gefunden für die verschiedenen Bodenflächen, für Meer, für Schnee und Wolkenarten wie Stratus, Stratocumulus, Cumulus, Cirrostratus und Cirrus.

3. ERGEBNISSE

Abb. 2 zeigt die Analyse der Windfelder, gewonnen aus der Verlagerung tifer, mittelhoher und hoher Wolken für den 4. Marz 1982 von 16:00 bis 16:50 GMT. Der Bildmittelpunkt liegt in 41°N 9°E. Das Gitternetz ist im Abstand von 2° in beiden Richtungen dargestellt.

Es herrscht eine ausgeprägte, einheitliche Strömung von West nach Ost vor. Das gilt ganz besonders für das Alpengebiet und das westliche Mittelmeer. Im unteren rechten Viertel der Abbildung, also südlich 41°N und östlich 9°E,

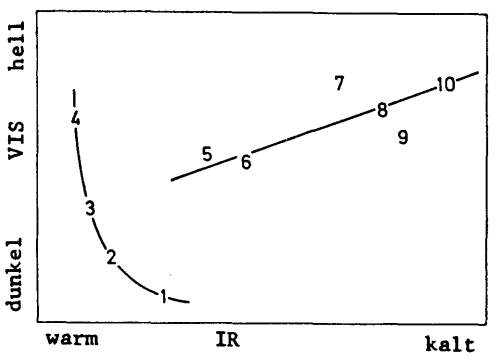
ist eine Winddrehung nach NW zu beobachten, die gleichsinnig in allen Höhenniveaus verläuft.

52.6% der Vektoren wurden aus der Verlagerung tiefer, 23.2% aus der Verlagerung mittelhoher und 24.2% aus der Verlagerung hoher Wolken berechnet. Die Strömungsgeschwindigkeit liegt zwischen 5 und 40 m/s mit im allgemeinen grösseren Werten mit abnehmendem Druck oder zunehmender Höhe.

4. LITERATUR

MOSHER, F.: The CLDHGT System. Internal SSEC Report, University of Wisconsin, Madison, (August 1974).

QUECK, H., KÖNIG, TH., RATTEI, W., GREDEL,J.: Quality Control Procedures at FRG DFVLR for Reprocessing of Wind Vectors Extracted from GOES-1 Imagery over the Indian Ocean in the Scope of the FGGE Contingency Plan. WMO/ICSU Joint Planning Staff for GARP and WCRP, WMO, Geneve, (1981).



1	Meer	6	Stratus
2	Wald	7	Stratocumulus
3	Wiese	8	Cumulus
4	Wüste	9	Cirrostratus
5	Schnee	10	Cirrus

Abb. 1 2D-Histogramm aus VIS und IR- Daten

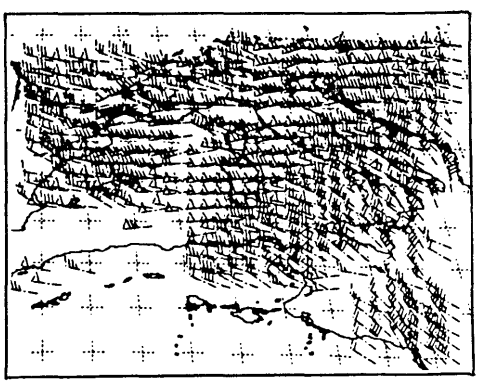


Abb. 2 Windvektordarstellung für den 04.03.82 16:00 - 16:50 GMT

DIE AEROLOGISCHE TAUWETTERGRENZE "AETAW" UND DIE SCHNEEFALLGRENZE BEIM EINSTRÖMEN NORDATLANTISCHER LUFTMASSEN NACH ZENTRALEUROPA

von Manfred Geb

Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin

SUMMARY

The author defines the 0^{o}-level of the wet-bulb temperature ($t_w = 0^{o}C$) as the aerological thaw boundary "AETAW".
The actual determination of the AETAW level is based on a statistics of air-mass properties being already published. Taking the typical values of the pseudo-potential temperature for those air masses: mA, mP, mP_S (maritime arctic, subpolar, modified subpolar) coming from the North Atlantic, the corresponding AETAW level in Central Europe can be determined for all seasons.

The second part of the paper deals with the depression of the snowfall boundary below the above-mentioned AETAW level. This depression of snowfall boundary is derived a) from the given parameters: available heat content of the air mass and of the surface, b) from the variable parameters: intensity and duration of precipitation, and c) from the effective air-flow through the precipitation area.
The given or forecasted parameters mentioned above and the corresponding diagrams enable an approximately exact forecast of the depression of the snowfall boundary within the range of air masses advancing from the North Atlantic towards Central Europe - especially in the windward side of the mountains.

1. PROBLEM UND LÖSUNGSWEG

Die rechtzeitige und gute Vorhersage der Schneefallgrenze im Gebirge stellt insbesondere bei einem maritimen Wetterumschlag auf West bis Nord immer noch eine Herausforderung an die praktische synoptische Meteorologie dar. Denn einerseits sind die zu erwartenden Temperatureigenschaften der hereinströmenden ozeanisch geprägten Luftmassen 24 - 72 Std. zuvor nicht immer hinreichend genau bestimmbar, andererseits bedürfen die besonderen Effekte der Veränderung der Niederschlagsintensität und des Temperaturfeldes z.B. im Stau von Gebirgen einer zusätzlichen Überlegung.
Die vorgelegte Arbeit bietet für beide Schwierigkeiten zugleich eine praktikable Lösung an: Die aerologischen Temperatureigenschaften der jeweils prognostizierten Luftmasse werden mittels einer Statistik der pseudopotentiellen Temperatur (θ_{ps}) hinreichend genau erfaßt; dabei wird die Null-Grad-Fläche der Feuchttemperatur ($t_f = 0^{o}C$) als aerologische Tauwettergrenze "AETAW" angesehen. Diese liegt in Mitteleuropa regelmäßig 1oo - 4oo m unterhalb der üblicherweise betrachteten "Nullgradgrenze". In einem weiteren Schritt wird die erzwungene Absenkung der Schneefallgrenze unter die AETAW hinreichend genau erfaßt.

2. BESTIMMUNG DER MITTLEREN HÖHE DER AETAW IN ZENTRALEUROPA

Die in 1. definierte Fragestellung bezieht sich auf Wetterumschwünge in Zentraleuropa, die durch Luftmassenvorstöße aus West bis Nord gekennzeichnet sind und die am Alpenrand zu den sog. "Wetterstürzen" führen können. Dementsprechend werden aus der Statistik von GEB (1) nur die Luftmassen nordatlantischen Ursprungs herangezogen. Deren Schichtung erscheint im wesentlichen feuchtadiabatisch indifferent, die zugehörige pseudopotentielle Temperatur ist für alle Jahreszeiten statistisch gesichert. Die Umsetzung der pseudopotentiellen Temperatur in die Höhe z_o der Nullgrad-Feuchttemperatur "AETAW"^{o}läßt sich auf dem STÜWE-Diagrammpapier durchführen. Als Ergebnis erhält man für jede Luftmasse den jahreszeitlichen Verlauf der mittleren Höhe z_o der AETAW ($t_f = 0^{o}C$) über NN (vergl. Abb. 1).^{o}In gleicher Weise läßt sich die Standardabweichung $\sigma(z_o)$ aus der Luftmassenstatistik übertragen.

Abb. 1 zeigt neben der AETAW für maritime Massen vom Nordatlantik auch eine entsprechende Darstellung für die xP als typische kontinentaleuropäische Abwandlung der mA; denn letztere kann im Hochsommer nur modifiziert als xP noch den Alpenraum erreichen. Die xA schließlich repräsentiert die in den Übergangsjahreszeiten kältestmögliche Luftmasse für Mitteleuropa (vergl. GEB (2)). In deren Bereich sind allerdings stärkere oder flächenhaft verteilte Niederschläge nicht zu erwarten.

3. ERZWUNGENE ABSENKUNG DER SCHNEEFALLGRENZE UNTER DIE AETAW

Die Höhe Z der AETAW wird in der Natur im wesentlichen durch verdunstenden Niederschlag realisiert. (Bei einer mittleren Taupunktdifferenz von mehr als $10^{o}C$ in einer maximal 1ooo m dicken Schicht wären dazu maximal 3 mm Niederschlag zu verdunsten!) Mit Erreichen der

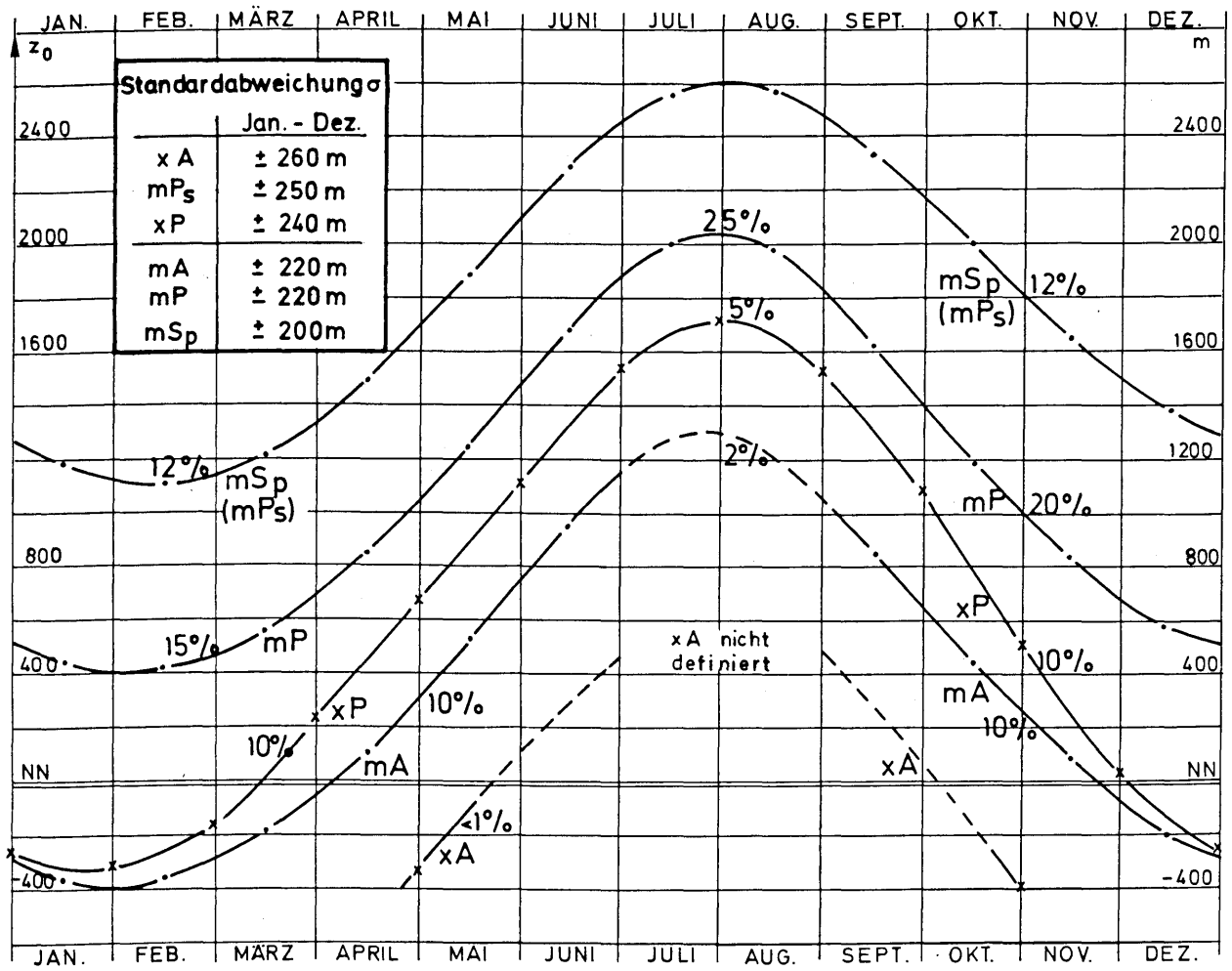


Abb. 1: Mittlere Höhe z_0 der aerologischen Tauwettergrenze "AETAW" in den aus West bis Nord nach Europa vordringenden maritim geprägten Luftmassen für alle Jahreszeiten. Die Höhe z_0 ($t_f = 0^oC$) ist ebenso wie die zugehörigen Standardabweichungen aus entsprechenden Mittelwerten der pseudopotentiellen Temperatur hergeleitet; die Prozentangaben verdeutlichen die relative Häufigkeit der betr. Luftmassen in Mitteleuropa.

Feuchttemperatur $t = t_f = 0^oC$ im Niveau z_0 muß die Schneefalluntergrenze dann noch um Δz dadurch absinken, daß der nunmehr schmelzende Niederschlag der darunter verbleibenden gesamten (!) Luftschicht von der (durch die mittlere Geländehöhe z_g bestimmten) Dicke Δz_0 fortlaufend Wärme entzieht (vergl. Abb. 2). Die Frage, bis wohin in einem solchen Fall die Schneefallgrenze absinken kann, ist unter der einschränkenden geometrischen Bedingung

$$\Delta z = -\Delta z_0$$

verhältnismäßig leicht zu beantworten. Durch diese formale Vereinfachung wird die benötigte Energiebilanz auf diejenigen Fälle reduziert, bei denen die wärmeabgebende und die schließlich vom Schnee durchfallene Luftsäule geometrisch übereinstimmen, wobei beide bis zum Boden reichen. Der hierzu verfügbare und schließlich "verbrauchte" Wärmevorrat der Luftsäule Δz_o unterhalb der AETAW und auch der des Erdbodens ist im wesentlichen nur von Δz_0 abhängig und kann entsprechend parametrisiert

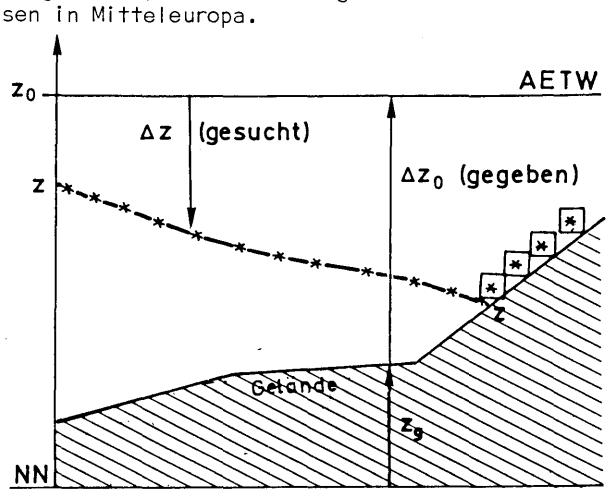


Abb. 2:
Skizze der geometrischen Situation. Vorgegeben (z.B. aus Abb. 1) ist z_0 als Höhe der AETAW über NN und damit Δz_0 über dem Gelände. Gesucht ist Δz als räumlich und zeitlich variable Absenkung der Schneefallgrenze. Eine einfache Lösungsmöglichkeit besteht für $\Delta z = -\Delta z_0$.

werden (vergl. Abb. 3!).

4. BESTIMMUNG DER ABSENKUNG DER SCHNEEFALLGRENZE AUF EIN VORGEGEBENES GELÄNDENIVEAU

Unter den zuvor genannten Bedingungen kann ein Diagramm erstellt werden, welches die Beantwortung der folgenden Frage ermöglicht: "Wird bei eintretendem Niederschlag die Schneefallgrenze ein vorgegebenes Geländeniveau z_g erreichen, und wenn ja, wieviele Stunden nach Einsetzen des Niederschlags ist dies zu erwarten?" - In die Berechnung eines solchen Diagrammes (Abb. 4) geht als vorzugebender Parameter vor allem die verfügbare Schmelzwärme innerhalb der Luftsäule Δz_o ein, die unter Berücksichtigung einer effektiven Durchströmung pro Tag mindestens 2x zur Verfügung stehen wird. Bei einer Niederschlagsintensität von > 1 l/m^{2}h ist eine linear anwachsende effektive Durchströmung des Niederschlagsgebietes anzunehmen. Die zusätzlich verfügbare Wärme aus dem Boden reduziert sich am 2. Tag auf ca. 1/3 des Wertes des 1. Tages. Der Wärmegewinn durch effektive Einstrahlung ergibt nur tagsüber und im Strahlungssommer einen nicht zu vernachlässigenden Beitrag; er wurde für das Diagramm (Abb. 4) nicht berücksichtigt.

Als Anwendungsbeispiele für dieses Diagramm möge einmal (m) mäßiger Niederschlag von 0.5 l/m^{2}h und dann (s) starker Niederschlag von 2 l/m^{2}h dienen. Im Falle (m) erreicht die Schneefallgrenze erst 14 Stunden nach Eintreten des Niederschlags ein Gelände, das 3oo m unterhalb der AETAW liegt, im Falle (s) bereits nach 12 Stunden ein Gelände, das immerhin 7oo m unterhalb der AETAW liegt. Danach ist jeweils der gesamte momentan verfügbare Wärme-

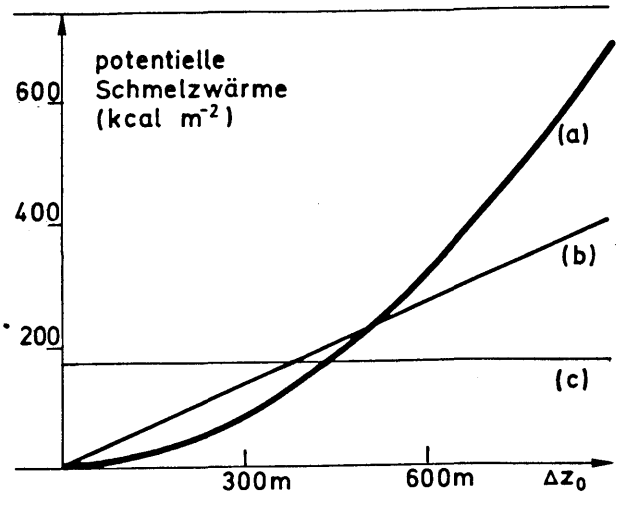


Abb. 3:
Skizze zur Parametrisierung der verfügbaren Schmelzwärme für die Schicht Δz_o.
(a) Verfügbare Schmelzwärme der ruhenden Luftsäule Δz_o
(b) Verfügbare Schmelzwärme aus dem Boden
(c) Maximal verfügbare Schmelzwärme aus der 12stündigen Strahlungsbilanz (tagsüber) bei mäßigem Niederschlag (Mai - August)

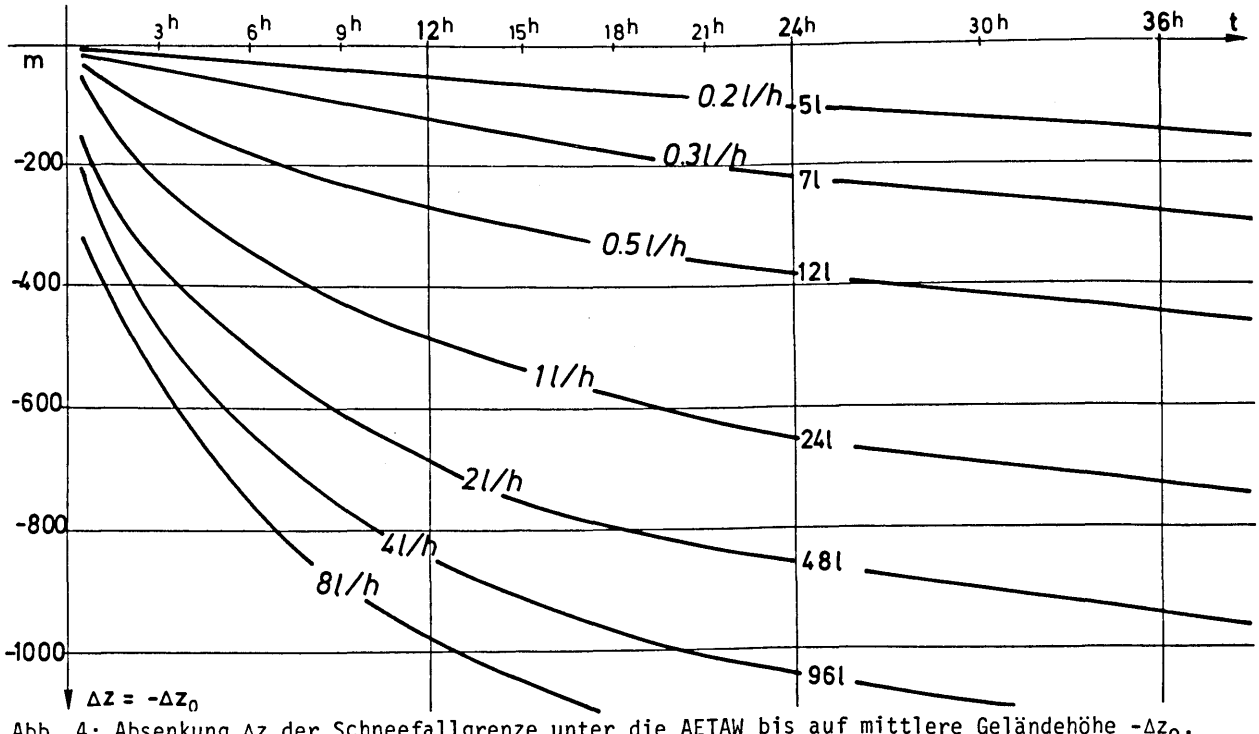


Abb. 4: Absenkung Δz der Schneefallgrenze unter die AETAW bis auf mittlere Geländehöhe $-\Delta z_o$. Funktionale Darstellung von Δz in Abhängigkeit von der Niederschlagsdauer und -intensität. Oberhalb der Intensität von 1 l/m^{2}h ist eine linear anwachsende effektive Durchströmung des Niederschlagsgebietes angenommen worden. Die 24stündigen Niederschlagssummen sind zusätzlich eingezeichnet.

inhalt von Luft und Erdboden "verbraucht", d.h., die Absenkung der Schneefallgrenze bedeutet hier stets, daß der Schnee nunmehr beginnt, im Gelände liegen zu bleiben.

5. ZUSAMMENFASSUNG DER VORHERSAGEMÖGLICHKEITEN

Die Diagramme Abb. 1 und Abb. 4 ermöglichen praktisch bis zu 72 (!) Stunden im Voraus eine Vorhersage der unteren Schneefallgrenze, wenn nur die vordringende nordatlantische Luftmasse richtig klassifiziert wird und die Niederschlagsmenge insbesondere im Stau der Gebirge abschätzbar erscheint. Beim Standardfall des Einbruchs von mP bis zu den Alpen wird dabei die AETAW Ende September auf 14oo ± 22o m zurückgehen (Abb. 1). Bei gleichzeitig zu erwartenden 24stündigen Stauniederschlägen von 4o l/m^2 wird dort die Schneefallgrenze um weitere 8oo m auf 6oo ± 22o m mittlere Geländehöhe über NN abgesenkt werden (Abb. 4).

Eine grundsätzliche Korrektur beim Einsatz des Diagramms Abb. 1 ergibt sich dadurch, daß maximale Niederschläge in der Regel mit dem Durchzug von frontalen Strukturen verknüpft sind. Deshalb können die Zentralwerte für θ_{ps} insbesondere der kältesten Luftmassen xP, mA gerade im Bereich maximalen Niederschlags nicht erreicht werden. In allen derartigen Fällen liegt z_o ($t_f = 0^oC$) deshalb im oberseitigen Streubereich der entsprechenden Kurven in Abb. 1.

6. VERIFIKATIONSBEISPIEL

Ein gutes Beispiel für die erfolgreiche Anwendbarkeit des hier gezeigten Verfahrens gibt der Kaltfronteinbruch am Alpennordrand vom 21./22. September 1979 mit von Nordwesten nachfolgender subpolarer Meeresluft (mP).
An den Tagen zuvor hatte die Maximumtemperatur in den Tallagen am Alpennordrand stets um $+23^oC$ betragen. Zur kritischen Zeit (am 22.9.79, 00z) lag die 85o-mbar-Temperatur in der freien Atmosphäre über Stuttgart und München bei $+3^o$. Trotzdem sank die tatsächliche Schneefallgrenze am Alpennordrand innerhalb der einströmenden mP unterhalb 1ooo m über NN ab; am 22. morgens meldeten u.a. Oberstdorf und Kempten die vorübergehende Ausbildung einer Neuschneedecke nach 12stündigen Niederschlagssummen von 3o - 4o kg/m^2. Kein vernünftiger Meteorologe hätte damals eine entsprechende Schneefallvorhersage gewagt.

7. LITERATUR

GEB, M.: Klimatologische Grundlagen der Luftmassenbestimmung in Mitteleuropa. (1) Diagramme; (2) Luftmassenkalender u.a. Beilage Berliner Wetterkarte 5o/81 v. 2.4.1981.

ZYKLONE IM LEE DER ALPEN AM 25. APRIL 1982

Cornelia Lüdecke
Viktoriastr.1[III], 8000 München 40

ZUSAMMENFASSUNG: Während ALPEX wurde am 25.4.1982 ein vollentwickelter Tiefdruckwirbel mit Zentrum über Sardinien mit der Lockheed Electra (4-motoriges Turbopropeller Flugzeug von NCAR/NSF, USA) und der Mystere Falcon (2-motoriger Jet der DFVLR, BRD) untersucht. Der Flugweg überdeckte das Zentrum der Zyklone in drei Flughöhen (446 mb, 370 mb, 353 mb). Es wurden dabei 23 Dropwindsonden abgeworfen. Erste Ergebnisse zeigen das dreidimensionale Wind- und Temperaturfeld in zwei Vertikalschnitten NW - SE und W - E. Wolkenfotos ergänzen die Darstellung.

ABSTRACT: During ALPEX on 4-25-1982 a mature cyclone centered over Sardinia was investigated by a Lockheed Electra (4-engined turbo prop. from NCAR/NSF, USA) and a Mystere Falcon (2-engined Jet from the DFVLR, FRG). The flight tracks covered the centre of the cyclone at three flight levels (446 mb, 370 mb and 353 mb). 23 dropwindsondes were droped. Preliminary results show the three dimensional wind and temperature field in two cross sections NW - SE and W - E. Cloud pictures complete the presentation.

1. EINLEITUNG: Im März und April 1982 hat das Alpine Experiment ALPEX (ein Unterprogramm von GARP) im Alpenraum stattgefunden, um die Über- und Umströmung eines Gebirgstocks und die darausfolgenden Effekte wie Leezyklogenese zu untersuchen. In dieser Arbeit werden erste Meßergebnisse am Beispiel der Leezyklone vom 25.4.1982 vorgestellt.

2. WETTERSITUATION: Die Großwetterlage wird bestimmt durch ein stationäres Hoch über Irland, einem Tief über der Ukraine und in der Höhe durch einen Kaltluftrog, der von der Ukraine bis zum westlichen Mittelmeer reicht. Am 24.4.82 hat ein Frontensystem von der Ligurischen See her nordostwärts die Alpen überquert. Auf Grund der abgehobenen Kaltluft verbunden mit dem Höhentief bildet sich eine Leezyklone über der Ligurischen See aus. Am 25.4 82 füllt sich die Zyklone langsam auf und bewegt sich südwärts. Siehe Bodenwetterkarte Abb. 1 und Satellitenbild Abb. 2. Währenddessen dreht der upstream Jet

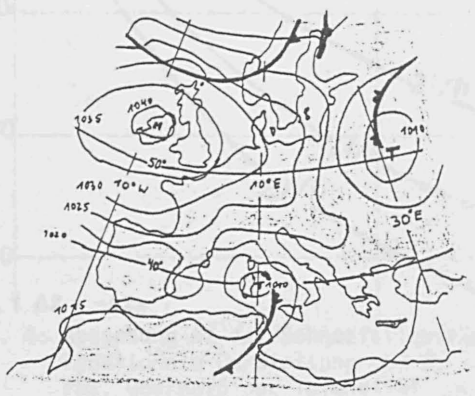


ABB. 1: BODENWETTERKARTE VOM 25.4.1982, 12 GMT
(AUS: EUROPÄISCHER WETTERBERICHT)

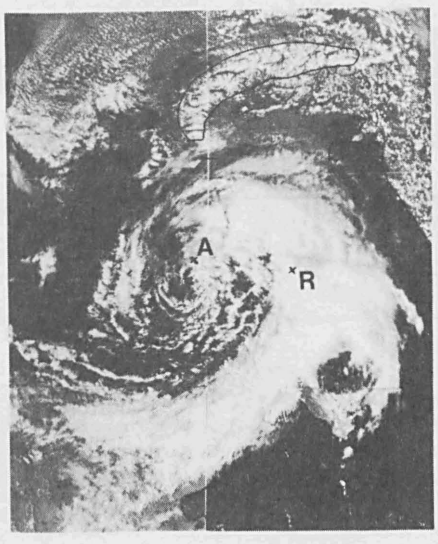


Abb. 2: Satellitenbild von NOAA 7, VIS - Kanal, 25.4.1982, 13:29 GMT, Zyklone mit Zentrum über Sardinien, A: Ajaccio, R: Rom

aus NE über Deutschland und Frankreich gegen den Uhrzeigersinn nach Spanien.

3. MESSPROGRAMM: Am 25.4.82 wurden zwei Meßflüge durchgeführt. Um die Zyklone in drei Höhen zu untersuchen. Die Flugwege zeigt Abb. 3. Die Electra, ein 4-motoriges Turbopropeller Flugzeug von NCAR/NSF (USA), überquerte die Zyklone in der Flughöhe FL 210 (446 mb) erst in W-E, flog dann eine Schleife über Sardinien mit der Längsachse in N-S, um anschließend das Tiefdruckzentrum ein zweites mal zu überfliegen. Der Rückweg querte die E- und N-Flanke der Zyklone. Der Flug dauerte von 5:00 bis 13:20 GMT. Die Falcon, ein 2-motoriger Jet der DFVLR (BRD) flog währenddessen zwei Traversen, erst NW-SE in FL 270 (353 mb), dann in umgekehrter Richtung in FL 260 (370 mb).

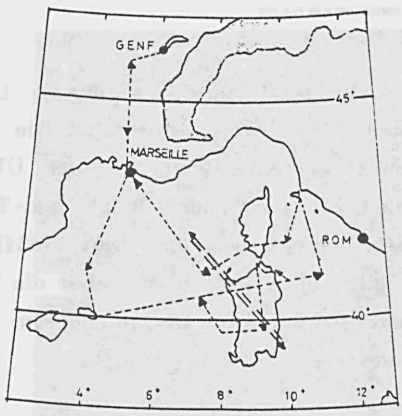


ABB. 3: FLUGWEG ZUR UNTERSUCHUNG DER ZYKLONE AM 25.4.1982. ----ELECTRA, ==FALCON

Dieser Flugabschnitt dauerte von 8:35 bis 10:35 GMT. Von der Electra wurden während des Fluges 23 Dropwindsonden abgeworfen, die Daten über Temperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit und Windrichtung lieferten. 8 Sonden wurden für diese Auswertung herangezogen.

4. MESSERGEBNISSE: In Abb. 4 sind die Windfelder der zweimaligen Überfliegung des Tiefdruckzentrums wiedergegeben. Südlich des Zentrums erkennt man die Böenfront mit Windgeschwindigkeiten von 45 - 70 kn aus westlichen Richtungen. Innerhalb von zwei Stunden hat sich das Zentrum um rund 65 km nach Süden ver-

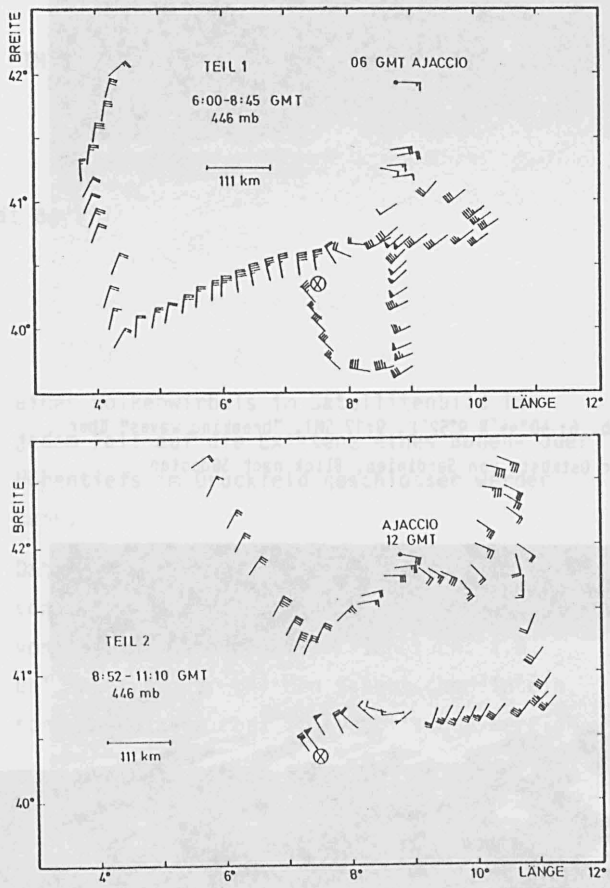


ABB. 4: WINDFELD IN 446 MB EINES TIEFDRUCKWIRBELS MIT ZENTRUM ÜBER SARDINIEN, 25.4.1982. OBEN: TEIL 1, 6:00 GMT BIS 8:45 GMT, UNTEN: TEIL 2, 8:52 GMT BIS 11:10 GMT, ⊗ANSCHLUSS

lagert. Wolkenfotos vom Flug der Electra aus 6400 m Höhe sollen einen Eindruck von der Zyklone geben. Abb. 5 zeigt die Quellbewölkung im "Auge" des Tiefs bei 40°41′ N und 8°38′ E, Abb. 6 zeigt "breaking waves" über einer geschlossenen Stratocumulusdecke im Osten und Abb. 7 zeigt Cumuliwolkenstraßen parallel der Windrichtung im Nordwesten des Tiefdruck-

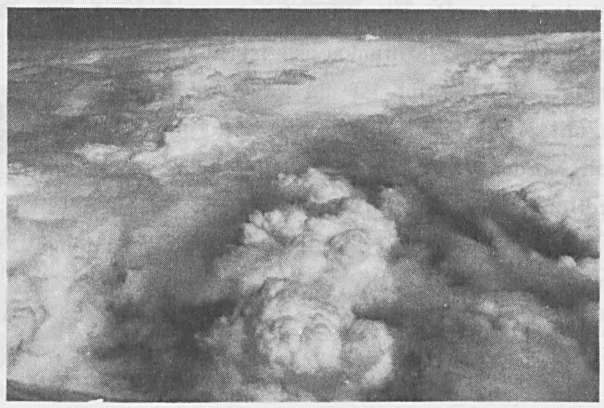


Abb. 5: 40°41′ N 8°38′ E, 9:06 GMT, Quellbewölkung im Zentrum des Tiefs über Sardinien, Blick nach Süden

Abb. 6: 40°44'N 9°52'E, 9:17 GMT, "breaking waves" über der Ostküste von Sardinien, Blick nach Südosten

Abb. 7: 41°14'N 7°26'E, 10:38 GMT, Cumulistraßen parallel zur Windrichtung westlich von Korsika, Blick nach Südwesten

zentrums. Abb. 8 zeigt den Vertikalschnitt des meridionalen Windfeldes und der potentiellen Temperatur, Abb. 9 zeigt den entsprechenden Zonalschnitt. Die Windrichtung ist in beiden Darstellungen höhenkonstant. Die Windgeschwindigkeit ist durch die Struktur der Zyklone bestimmt. Die Tiefdruckachse ist leicht nach NW geneigt. Bis 600 mb ist die Luft stabil geschichtet mit Neigung der Isentropen von Süden (warm) nach Norden (kalt). Über 600 mb wird vor allem nördlich (siehe Abb. 8) und westlich (siehe Abb. 9) der Einfluß der Zyklone durch labile Schichtung sichtbar.

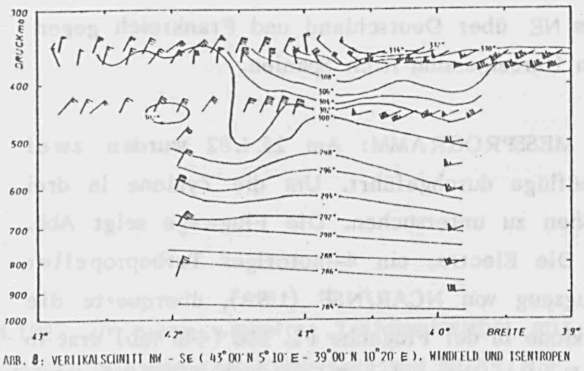


ABB. 8: VERTIKALSCHNITT NW - SE (43°00'N 5°10'E - 39°00'N 10°20'E), WINDFELD UND ISENTROPEN AUS FLUG/FLUGMESSUNGEN UND DROPWINDSONDEN AM 25.4.1982

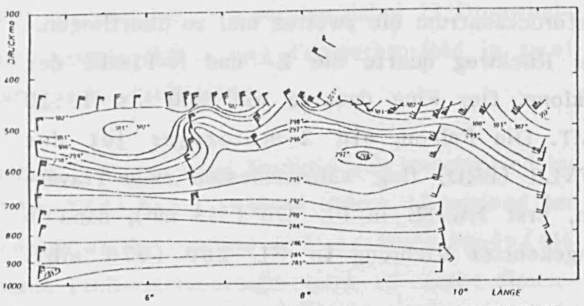


ABB. 9: VERTIKALSCHNITT W - E (39°55'N 4°30'E - 40°50'N 11°30'E), WINDFELD UND ISENTROPEN AUS FLUG-/FLUGMESSUNGEN UND DROPWINDSONDEN AM 25.4.1982

5. SCHLUSS: Während ALPEX wurden 6 Leezyklonen in 11 Meßflügen untersucht. Die hier vorgestellten Meßergebnisse geben einen Überblick von den zu erwartenden Wind- und Temperaturfeldern. Die Auswertung aller Meßflüge wird eine Fülle von Erkenntnissen über die Entwicklung und Struktur von Leezyklonen im Golf von Genua liefern.

6. Literatur: ALPEX Experiment Design, Geneva, Jan. 1982, GARP - ALPEX No.1

EIN TROPOSPHÄRISCHER SCHERUNGS- ODER RELATIVWIRBEL IM NÖRDLICHEN ALPENVORLAND

Horst Malberg

Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin

1. Einleitung

Wie die Betrachtung der täglichen Satellitenbilder zeigt, sind Tiefdruckgebiete grundsätzlich durch eine charakteristische Wolkenanordnung gekennzeichnet. Dieses gilt sowohl für die verschiedenen Stadien der Wellenzyklonen als auch für Kaltlufttropfen und tropische Wirbelstürme.

Kehrt man diese Erfahrungstatsache um, so ergibt sich die Frage, ob aus dem Auftreten eines Wolkenwirbels im Satellitenbild in jedem Fall auf die Existenz eines Boden- oder Höhentiefs im Druckfeld geschlossen werden kann.

Dabei sind nicht die kleinen orographischen von-Karman-Wirbel gemeint, wie sie im Lee von Inseln im Wolkenbild erscheinen, z.B. bei Madeira oder bei den Kanarischen Inseln, sondern Wolkenwirbel im synoptischen Bereich.

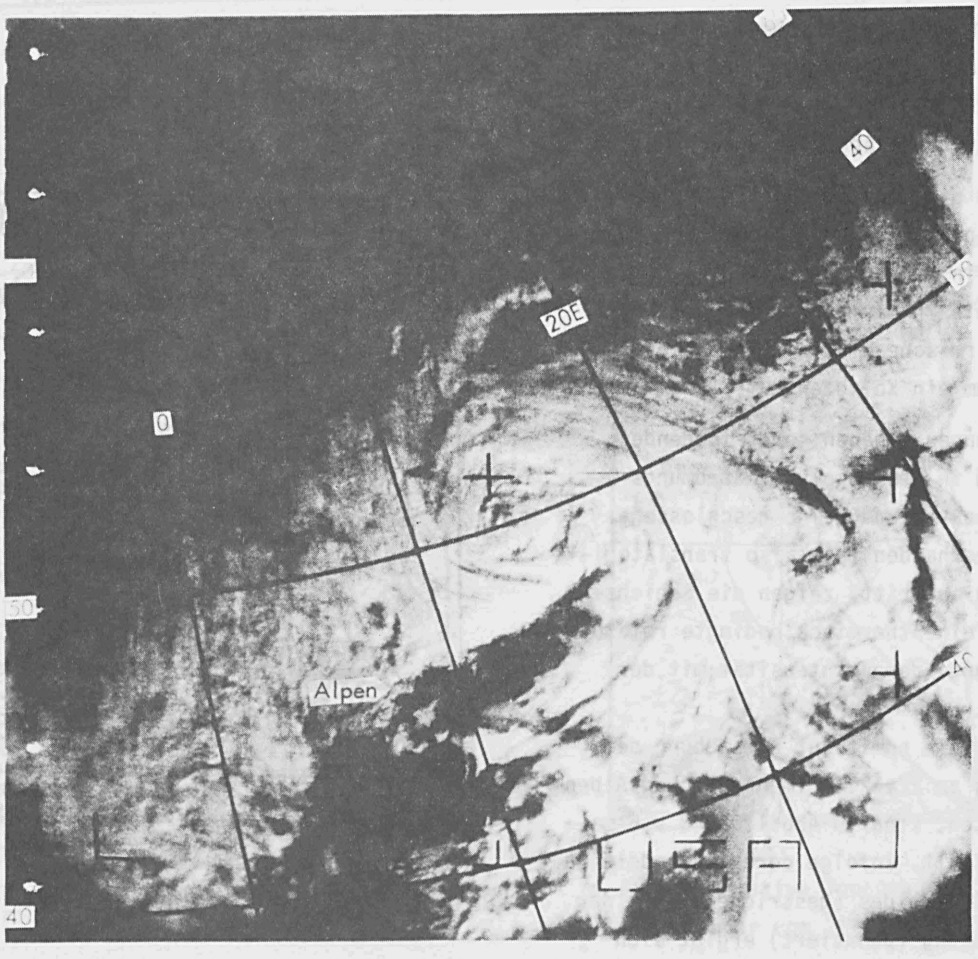


Abb. 1 Wolkenwirbel in der Satellitenaufnahme vom 22.12.1967

2. Der Wolkenwirbel vom 22.12.1967

Am 22. Dezember 1967 zeigten die Aufnahmen des Wettersatelliten ESSA 6 einen Wolkenwirbel im nördlichen Alpenvorland, dessen Durchmesser rund 800 km beträgt (Abb.1). Deutlich ist die für Tiefdruckgebiete typische Wolkenanordnung zu erkennen, die durch die föhnige Aufheiterung südlich der Alpen noch betont wird.

Betrachtet man aber die Wetterkarten vom gleichen Tag im Gebiet zwischen München, Wien und Prag, so ist ein zur Wolkenanordnung korrespondierendes Tiefdruckgebiet nicht zu erkennen. Die Bodenwetterkarte vom 22.12.67, 12z zeigt hinter einer Warmfrontokklusion über Mitteleuropa eine kräftige Nordwestströmung (Abb. 2). Auch in den Höhenwetterkarten (Abb. 3 - 5) ist weder in der unteren oder mittleren noch in der oberen Troposphäre ein zugehöriges Tiefdruckgebiet zu erkennen. Sichtbar wird lediglich eine zyklonale, sich mit der Höhe verstärkende Isohypsenkrümmung.

Anders liegen die Verhältnisse in der relativen Topographie. In der Schicht 500/850 mbar (Abb. 6) wie in 300/500 mbar (Abb.7), also in der unteren wie in der oberen Troposphäre zeigt der thermische Wind eine geschlossene Zirkulation um ein Kältezentrum.

Die Beobachtungen ergeben somit folgendes Bild: Während in den absoluten Strömungskarten im Alpenvorland keine geschlossene Zirkulation vorhanden ist, also translatorische Bewegung auftritt, zeigen die Schichtdickenkarten eine thermisch bedingte rotatorische Strömung, deren Intensität mit der Höhe zunimmt.
Die Vorgänge, die somit zur Entstehung des Wolkenwirbels am 22.12.67 im nördlichen Alpenvorland führten, sind in Abbildung 8 schematisch dargestellt. Infolge der Vektoraddition des Translationsfeldes (gestrichelt) mit der Rotationsbewegung (punktiert) ergibt sich eine resultierende Strömung längs der ausgezogenen Stromlinien.

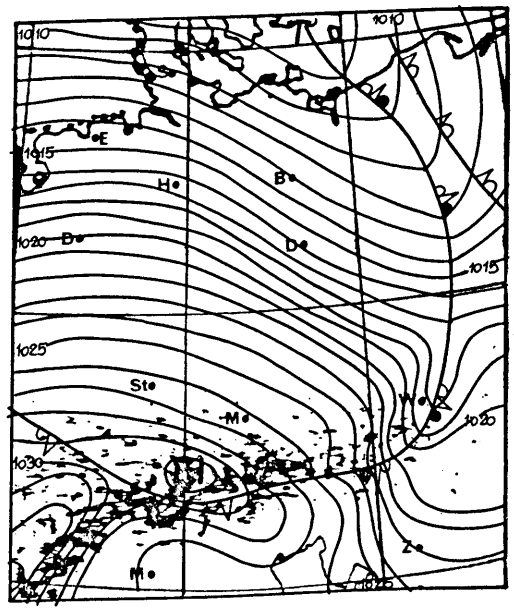


Abb.2 Bodenwetterkarte vom 22.12.67, 12z

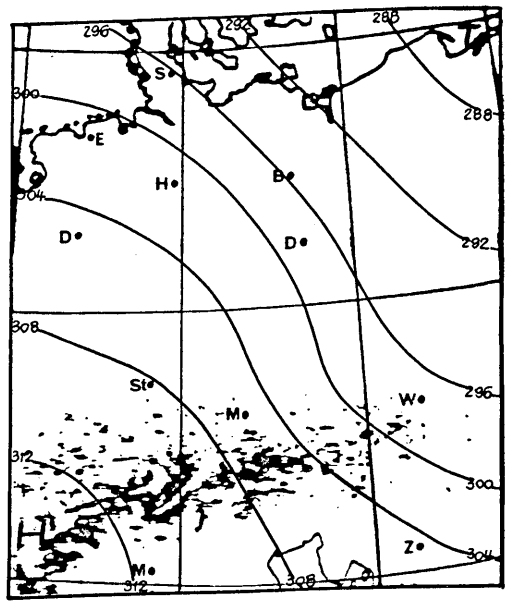


Abb.3 700-mbar-Karte vom 22.12. 67, 12z

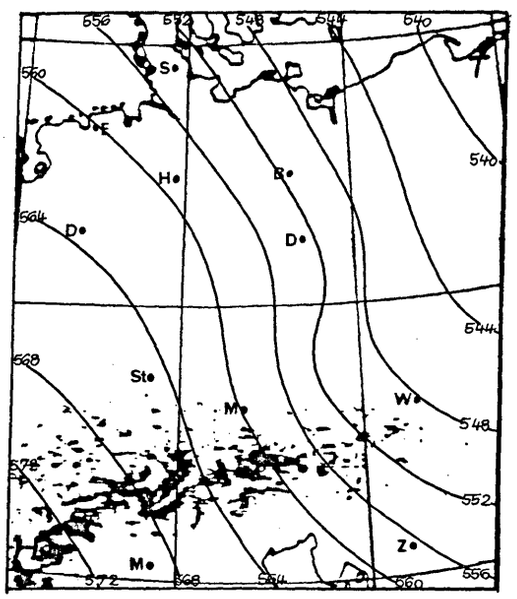


Abb.4 500 -mbar-Karte vom 22.12.67, 12z

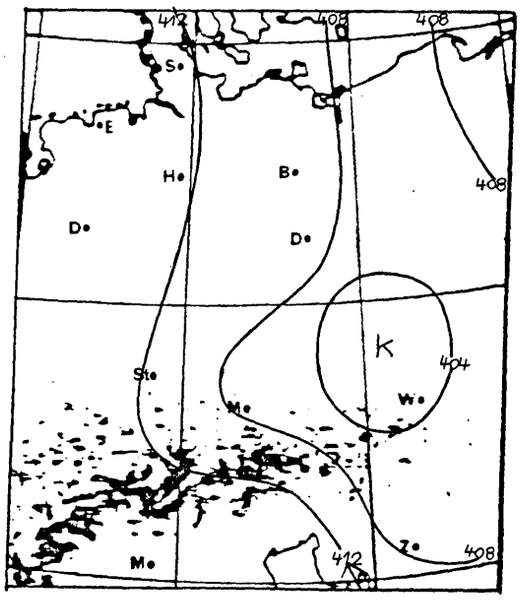


Abb.6 Relative Topographie 500/850 mbar vom 22.12.67, 12z

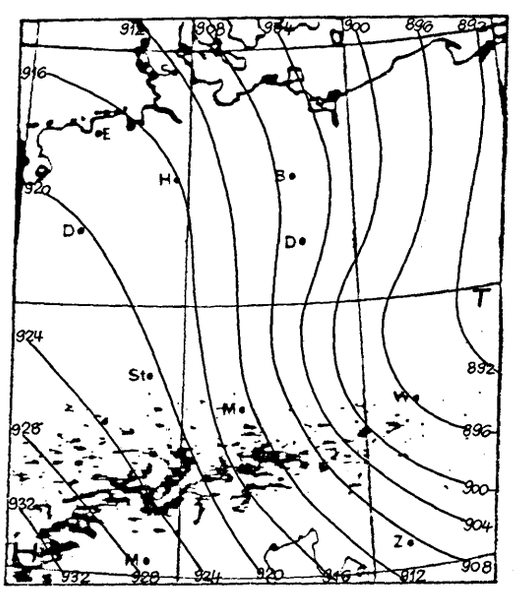


Abb.5 300-mbar-Karte vom 22.12.67, 12z

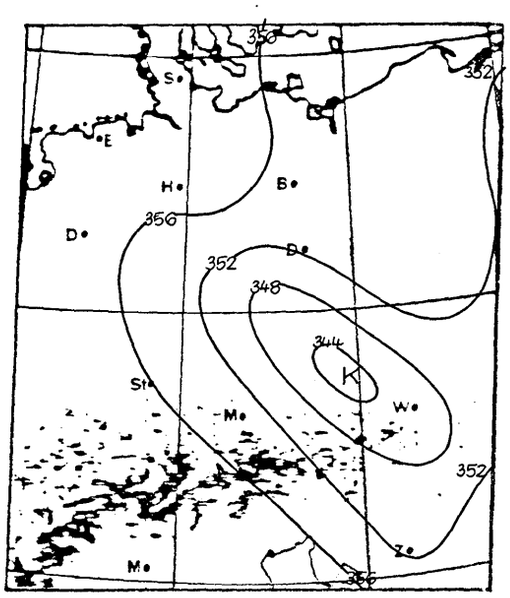


Abb.7 Relative Topographie 300/500 mbar vom 22.12.67, 12z

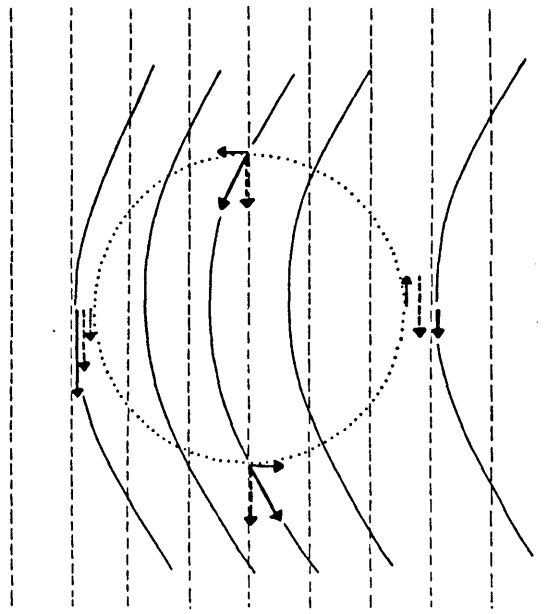


Abb. 8 Überlagerung von translatorischem und rotatorischem Geschwindigkeitsfeld beim Scherungswirbel

Dabei wird erstens das geradlinige Strömungsfeld deformiert. Dieses entspricht der beobachteten zyklonalen Isohypsenkrümmung in den Höhenwetterkarten vom 22.12.67. Zum anderen wird deutlich, daß bei einer derartigen Bewegungsüberlagerung die Geschwindigkeit im westlichen Teil des Strömungsfeldes größer als im östlichen sein muß.

Diese Überlegung wird durch die Radiosondenaufstiege von München und Wien am 22.12.67 voll bestätigt.

Tab. 1 Windstärke über Wien und München am 22.12.67, 12z (kn)

	850	700	500	300 mbar
Wien	20	22	22	14
München	39	40	60	90

In Wien beträgt die Windgeschwindigkeit in der unteren und mittleren Troposphäre 20-22 kn und nimmt bis 300 mbar, d.h. im Bereich des sich verstärkenden Kältezentrums auf 14 kn ab.

In München ist dagegen der Wind in allen Niveaus erheblich stärker als in Wien und nimmt außerdem von 39 kn in 850 mbar auf 90 kn in 300 mbar zu, d.h. die thermische Zirkulation hat die Strömung entsprechend

$$v_g(p) = v_g(p_o) + v_{th}$$

wobei

$$v_{th} = - \frac{9.8}{f} \nabla H \times \vec{k}$$

im Raum München verstärkt, im Raum Wien dagegen abgeschwächt.

3. Zusammenfassende Schlußbetrachtung

Der Wolkenwirbel vom 22.12.67 im Alpenvorland ist nicht an ein Boden- oder Höhentief gekoppelt, sondern ist die Folge der Überlagerung von translatorischer und rotatorischer Bewegung. Derartige Scherungs- oder Relativwirbel sind nur selten in dieser Deutlichkeit zu beobachten, sie müssen jedoch immer dann entstehen, wenn bei einer solchen Überlagerung von verschiedenartigen Bewegungen die Rotationsgeschwindigkeit klein im Vergleich zur Translatiosgeschwindigkeit ist.

VORHERSAGEPROBLEME IM NÖRDLICHEN ALPENVORLAND

Oswald Gasser
GeophysBSt D-8946 Memmingerberg

1 PROBLEMDISPOSITION

Die Alpen haben auf das Wettergeschehen im nördlichen Alpenvorland einen erheblichen Einfluß. Die Bodenwindrosen von Memmingen, Friedrichshafen und Biberach zeigen die stärkste Konzentration der Windhäufigkeiten aus SW und NE. Auch die Niederschlags- und die Gutwetterwindrosen von Memmingen haben beide ein Hauptmaximum aus SW und ein Nebenmaximum aus NE. Schlechtes Flugwetter (Abb. 1) mit weniger als 800 m Sicht und einer Hauptwolkenuntergrenze unter 300 ft zeigt aber ein Hauptmaximum mit NE-Winden und ein Nebenmaximum aus SW.

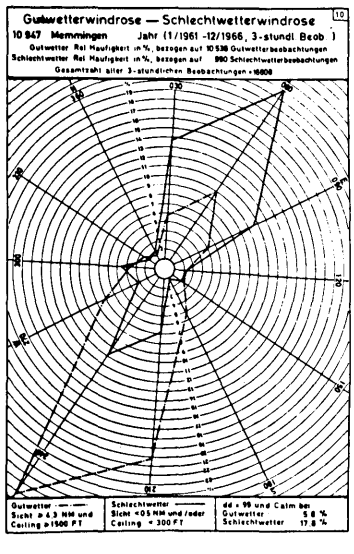


Abb. 1: Gutwetter- u. Schlechtwetterwindrose von Memmingen, Rel. Häufigkeit in %

Stauwetterlagen sind mit Wind aus NW bis NE und Föhnlagen mit Wind aus SW bis SE verbunden. Windrichtung und Windgeschwindigkeit sind im nördlichen Alpenvorland entscheidende Faktoren für die Wettervorhersagen, wobei die orographischen Besonderheiten und die Höhenlage der Inversionen modifizierend einwirken.

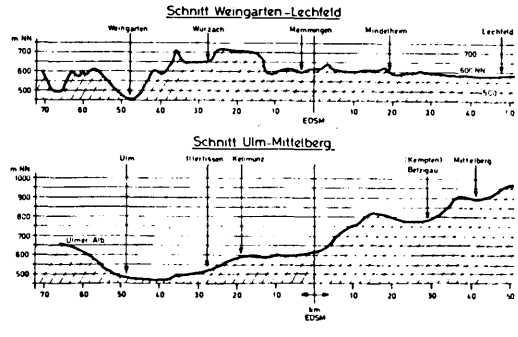


Abb. 2: Geländeprofile:
Bodensee - Lech (250-070°) und
Ulm - Kempten (340-160°)

Die lokalen Windsysteme (Berg- und Talwinde) beeinflußen das Wettergeschehen bei schwachgradientigen Wetterlagen. Eine große Schneedeckenfläche in dem angrenzenden Alpenraum ergibt in Strahlungsnächten durch absinkende Luft eine südliche Windkomponente, in der sich der Nebel auflöst. Eine geringe Schneedekkenfläche erzeugt aber an Strahlungstagen eine nordöstliche Windkomponente, die vor allem im Frühjahr und Herbst in den Mittagstunden fluggefährdende Nebeleinbrüche aus dem Donautal heranbringt.

2 ANTIZYKLONALE WETTERLAGEN

Bei antizyklonalen Wetterlagen sind die Nebel- und Hochnebelprognosen am schwie-

rigsten. Die Höhenlage der Absinkinversion (Bodeninversion) ergibt im Zusammenhang mit der Temperatur- und Taupunktverteilung in dem Geländeprofil erste Anhaltspunkte über die Ausbildung und Ausdehnung des Nebels. Der Beginn des Nebels am Platz kann nach der Methode von SAUNDERS (1) oder nach der Differenzmethode der entsprechenden Wetterelemente bestimmt werden, wobei aber Winde aus südlichen Richtungen den Beginn hinauszögern oder sogar durch anhaltende Abwinde den Nebel vom Gebirge her in das Donautal abdrängen. Bei NE-Winden beginnt der Nebel früher und löst sich bei einer Mächtigkeit von über 1000 ft (Hohenpeißenberg in Wolken) auch tagsüber nicht mehr auf, wenn keine trockenere Luft aus NE nachströmt. Liegt Memmingen bei schwachen Winden an der horizontalen und vertikalen Nebelgrenze, so schwankt der Nebel zwischen Kellmünz und dem ALLGÄUER TOR (Dietmannsried) mehrmals hin und her, so daß eine Prognose unmöglich wird. Bleibt Memmingen dagegen oberhalb der Absinkinversion, dann herrscht schönes Hochdruckwetter ohne Nebelgefahr.

3 ZYKLONALE WETTERLAGEN

Die Wetterwirksamkeit von Fronten wird bei zyklonalen Wetterlagen im Staubereich der NW-Winde verstärkt. Kaltfronten aus NW neigen zu Wellenbildungen am nordwestlichen Alpenrand, solange Lyon noch vor der Kaltfront liegt und feuchtwarme Luft mit SW-Winden über die Voralpen nach NE strömt. Bei SW-Winden werden die Fronten abgeschwächt oder bei starkem Föhn sogar aufgelöst. In Abb. 3 wird z.B. einezusammenhängende Kaltfront um 0930 Z vom Wetterradar erfaßt, innerhalb der SW-Strömung aber bis 1400 Z in einzelne Regenschauer oder Gewitter aufgelöst, wobei Memmingen keinen Niederschlag erhält (Wind auf der Zugspitze 12023/44 in den Raum westlich von Memmingen gerichtet).

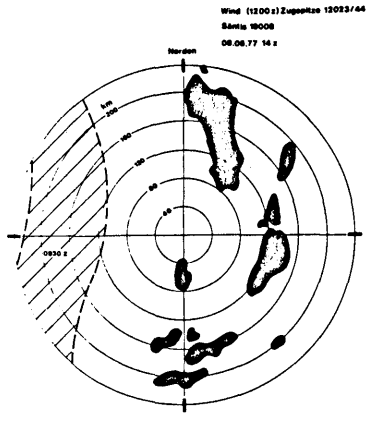


Abb. 3: Radaraufnahme am 08.06.77 0930 und 1400 Z in Memmingen

Bei Trogwetterlagen herrscht auf der Vorderseite mäßiger bis starker Föhn bis in die Niederungen. Mit der Drehung des Windes auf NW erfolgt der Übergang zur Stauwetterlage. Der Zusammenbruch des Föhns kann mit der Verlagerung des Luftdruckfallgebietes nach Osten mit beginnendem Luftdruckanstieg erfaßt und mit dem Wetterradar kurzfristig gut vorhergesagt werden.

KALTLUFTTROPFEN halten sich oft tagelang im nördlichen Alpenvorland, Wetterbesserung ist erst mit dem Abfließen der Kaltluft meist nach SW oder SE zu erwarten. Bei labiler Luftschichtung gibt oft starker Luftdruckfall den ersten Hinweis auf die Entstehung von Wärmegewitter, wobei die Auslösetemperatur in den Niederungen noch nicht erreicht sein muß, denn die Heizfläche kann oberhalb der Bodeninversion im Gebirge bis zu 3000 m hoch liegen. Die Vorhersage für das Eintreffen des Gewitters kann kurzfristig durch laufende Radarbeobachtungen gelöst werden, dabei ist besonders bei

hochreichenden Gewittern die vertikale Windstruktur bis in große Höhen zu beachten. Die höchste Obergrenze eines Gewitters wurde in Lechfeld mit 52000 ft beobachtet.

Besondere flugmeteorologische Vorhersageprobleme treten im Alpenvorland durch starke Turbulenz bei Föhnlagen und im Staubereich der Alpen bei indifferenter oder labiler Luftschichtung in den unterkühlten Wasserwolken durch starke Vereisung auf. Gewitter am Alpennordrand sind zahlreicher und mit verstärkten Gefahren von Vereisung, Turbulenz und Hagelschlag verbunden, wobei das zugehörige elektrische Feld zu Blitzschlag und zu Fehlanzeigen bei Flugzeuginstrumenten führt.

4 COMPUTER- UND VORHERSAGEPROBLEME

Die Vorhersageprobleme im nördlichen Alpenvorland bleiben auch bei genauen Vorhersagekarten weiterhin bestehen. Tages- und Jahresgang der Wetterelemente ergeben bei gleicher Wetterkarte verschiedene Vorhersagen. Die berechneten Vorhersagekarten sind zwar ein gutes Hilfsmittel für die Wettervorhersagen, aber im Alpenvorland bleiben immer noch einige Wünsche unerfüllt. Die wenigen Gitterpunkte im Alpenraum, die das Gebirgsmassiv fast vernachlässigen, können keine gute Berechnungsgrundlage sein. Die vorstehende Arbeit sollte deshalb einige Vorhersageprobleme aufzeigen, deren Lösungen nicht vergessen werden sollten.

Der praktische Synoptiker hat deshalb an die Computer-Programme folgende Wünsche:

1 Berücksichtigung der Wetterbeobachtungen von Gipfelstationen in den entsprechenden Niveaus.
2 Berücksichtigung der Geländeprofile.
3 Vorhersage von Inversionshöhen.
4 Vorhersage von Vertikalschnitten mit Temperatur, Wind- und Wolkenverteilung.
5 Vorhersage der vertikalen und horizontalen Ausdehnung von Labilitätszonen oder Wolkenfeldern.

LITERATUR:

SAUNDERS: Methode of forecasting the temperature of fog formation, Met. Magazine 79, 1950

KLIMAATLAS VON BAYERN: DWD 1952

STATIONSKATALOG: GeophysBDBw,Porz-Wahn 1971

NORDFÖHNKRITERIEN, SOWIE VORHERSAGEHILFEN FÜR FÖHN UND Vb-ARTIGE WETTERLAGEN

Horst Fröstl

Geophysikalische Beratungsstelle Erding

1 VORHERSAGEPROBLEMATIK

Um die Vorhersage "Föhn" oder "V-b" zu verbessern wurden die meisten diesbezüglichen Wetterlagen der letzten 10 Jahre auf Kriterien untersucht. Das Problem liegt darin, daß bei gleicher Höhenströmung (500 mbar) aus SW bis S im nördlichen Alpenvorland extrem verschiedenes Wetter herrschen kann.

2 FÖHNKRITERIEN

Allgemein gilt: Je stärker die Strömung gegen das Hindernis, je höher und breiter das überströmte Gebiet, je stärker und anhaltender der Niederschlag im Luv, umso intensiver ist der Föhneffekt auf der Leeseite. Nach Roßmann sind die Föhnböen in den Alpentälern (zeitweise auch im Alpenvorland) umso höher, je stärker der Föhn und je tiefer das Tal ist.

2.1 SYNOPTISCHE LAGEN FÜR DIE FÖHNENTSTEHUNG

Föhn entsteht bei SW bis S-Lagen, wenn die Höhentrogachse (500 mbar) westlich der Linie Ostengland - Südwestfrankreich stationär wird, meist verbunden mit einem Zentraltief über der Irischen See und einem kräftigen, am besten zyklonalen Süd-Nord Luftdruckgradienten in der unteren Troposphäre über den Alpen.
Sonderfall: Nicht selten entsteht zumindest leichter Föhn im mittleren und östlichen Alpenvorland, wenn bei W bis NW-Strömung (500 mbar) kräftige Druckfallzentren ($\geq$ 3 mbar/3 h) auf ihrer Bahn von Südengland über Frankreich östlich des Rheins und der Zentralalpen bleiben. Dies verursacht isallobarisches Rückdrehen und Verstärken des Windes in der untersten Troposphäre.

2.2 FÖHNINTENSITÄT

Zur Abschätzung der Intensität des Föhns auf der Alpennordseite dienen in der nachfolgenden Tabelle die Angaben der Spitzenböen der Station Innsbruck (Kennziffer: 11120/LOWI) und die Angaben der Niederschlagsintensität der Station Locarno (Kennziffer: 06762). Zusätzlich wird noch ein Vergleich der Temperaturen in 850 mbar zwischen Mailand (auch Aviano) und München zur Abschätzung der Föhnstärke benützt, außerdem der Mittelwind auf der Zugspitze und die Differenz des Luftdrucks in mbar zwischen Bozen und München als Maßstab der Stärke des durch Luftstau an der Alpensüdseite entstehenden Hochkeils (Stauhoch) und des damit induzierten Leetiefs auf der Alpennordseite.

2.3 DURCHSCHNITTLICHE FÖHNDAUER

- Leichter Föhn kann in weniger als 5 Stunden beendet sein.
- Mäßiger Föhn hält mindestens noch 10 bis 20 Stunden an.
- Starker und sehr starker Föhn hält noch mindestens ca. 1 bis 2 Tage.

2.4 ANHALTEN DES FÖHNS BEI GLEICHZEITIGER ERFÜLLUNG VON MINDESTENS 4 DER FOLGENDEN 6 BEDINGUNGEN

- Keine Verstärkung des Leetiefs durch Druckfall ($\leq$ 2 mbar/3 h) der von Oberitalien bzw. der Adria her auf den Raum Passau/Wien übergreift. (besser keiner)
- Kein wesentlicher Druckanstieg über Ostfrankreich.
- Kräftiger Stauhochkeil auf der Alpensüdseite, d.h. der Druckgegensatz zwischen Hochkeil und Leetief ist größer als 10 mbar (besser 15 mbar).
- Windgeschwindigkeit auf der Zugspitze mehr als 40 kn (besser mehr als 60 kn).
- Föhnböen in Innsbruck mehr als 20 kn (besser mehr als 30 kn).
- Mindestens mäßiger Niederschlag in Locarno (besser starker Niederschlag).

KRITERIEN ZUR ABSCHÄTZUNG DER FÖHNSTÄRKE AUF DER ALPENNORDSEITE

Föhnintensität Alpennordseite	Regenintensität in Locarno (Kennz.: 06762)	Spitzenböen (kn) in Innsbruck (Kennz.: 11120)	ΔT 850 mbar München - Mailand	Mittelwind Zugspitze (kn) aus SW - SO	ΔP mbar (QFF) Bozen - München
leicht	leicht	≤ 25	3 - 5°C	25 - 40	≤ 5
mäßig	mäßig	25 - 35	5 - 7°C	40 - 55	5 - 10
stark	mäßig, ztw. st.	35 - 45	7 - 9°C	55 - 70	10 - 15
sehr stark	stark	≥ 45	>9°C	≥ 70	≥ 15

Zusatz: Die Kriterien für Süd-Alpenföhn sind ähnlich bei entgegengesetzter Betrachtung.

3 FÖHNENDE UND UMSTELLUNG AUF V-B ODER V-B-ARTIGE WETTERLAGEN

3.1 GÜNSTIGSTE SYNOPTISCHE KONSTELLATION

Bei SW bis S-Lagen bricht der Föhn zusammen, wenn die Höhentrogachse die Linie Ostengland/Südwestliche Nordsee - Mittelfrankreich (Seine) nach Osten überschreitet und dadurch im Nordalpenbereich in der untersten Troposphäre die Winde gegen die Alpen drehen.
Der Hauptkaltluftvorstoß muß dabei in den Löwengolf gerichtet sein. Dies führt zu Zyklogenese über dem Golf von Genua bei gleichzeitigem kräftigen Druckanstieg über Mittel- und Ostfrankreich.

3.2 BEENDIGUNG DES FÖHNS BEI GLEICHZEITIGER ERFÜLLUNG VON 4 DER FOLGENDEN 6 BEDINGUNGEN

- Verstärkung des Leetiefs durch Druckfall (≥ 2 mbar/3 h), der von Oberitalien bzw. der Adria her auf den Raum Passau/Wien übergreift.
- Der Druckanstieg über Ostfrankreich beträgt mindestens 2 mbar/3 h und wandert ostwärts.
- Die Alpensüdseite weist keinen kräftigen Hochkeil (Staueffekt) auf, d.h. der Druckgegensatz zwischen Leetief und Stau-Hochkeil ist geringer als 10 mbar (besser 5 mbar).
- Die Windgeschwindigkeit auf der Zugspitze beträgt weniger als 40 kn (besser 20 kn).
- Keine Föhnböen in Innsbruck.
- Beendigung des Niederschlags in Locarno.

3.3 EINSETZEN VON V-B ODER V-B-ARTIGEN WETTERLAGEN

Häufig setzt nach dem Föhnende zumindest eine V-b-artige Wetterlage ein. Besonders intensiv und anhaltend werden solche Lagen, wenn das Genuatief sich verstärkt und trotz kräftiger, auf Süd drehender, diffluenter Höhenströmung (verstärkte Zyklonalität und Warmluftadvektion) langsam nach Nordosten zieht. Dies ist der Fall, wenn auf der Rückseite der Zyklone noch Druckfall herrscht und dadurch die Differenz der 3-stündigen Drucktendenzen der Vorder- und Rückseite gering sind. (siehe Fachl. Mitteilung Nr. 192, Amt für Wehrgeophysik, Traben-Trarbach)
In der untersten Troposphäre (850 mbar) liegt bei dieser Lage über Ostösterreich und der Tschechoslowakei bis zu 15° C wärmere Luft als innerhalb der NW-Strömung im nördlichen Alpenvorland. Die Luftmassengrenze bleibt dabei nahezu stationär, wobei die Niederschläge durch Alpenstau verstärkt werden.

4 SCHLUSSBEMERKUNG

Das wesentlichste Kriterium zur Unterscheidung Föhn oder V-b-Lage ist die Position der Höhentrogachse über Westeuropa. Höchste Alarmstufe für das Föhnende ist gegeben, wenn die Bodenwinde gegen die Alpen drehen (W bis NO). Hat der Kaltluftsee im Nordstau der Alpen etwa Zugspitzniveau erreicht, so wird das Absteigen von Luftmassen unterbunden und Aufgleitvorgänge können einsetzen.

Literatur im Text:

Fröstl H. Fachl. Mitteilung Nr. 192
Objektive synoptische, regionale und lokale Vorhersagemethoden sowie Vorhersagehilfen für das Alpenvorland
Amt f. Wehrgeophysik
Traben-Trarbach Januar 1979

DAS VERHALTEN DES OZONS IM VORALPENBEREICH WÄHREND DER ALPEX-MESSUNGEN

R. Hartmannsgruber, P. Lang, W. Attmannspacher
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Hohenpeißenberg

Während der ALPEX-Meßperiode SOP wurden neben kontinuierlichen Registrierungen des bodennahen Ozons 31 Ozonsondenaufstiege (Brewer-Mast-Sonden) durchgeführt. 5 zusätzliche Aufstiege zu den Mo/Mi/Fr-Ozonaufstiegen ermöglichten 4 Sequenzen von 3 (bzw. 4) aufeinanderfolgenden täglichen Ozonsondierungen (jeweils ca 12 GMT). Das Hauptaugenmerk bei der Auswertung dieser ALPEX-Daten lag auf Fallstudien von Ozonereignissen im troposphärischen Bereich und in Bodennähe.

Einbrüche stratosphärischen Ozons in die Troposphäre im Bereich von Frontalzonen sind bereits von DANIELSON und MOHNEN (1977), SHAPIRO (1980), HAAGENSON et al (1981) und VIEZEE et al(1979) vorwiegend an Hand von Flugzeugmessungen untersucht worden. Im Vergleich zu Ballonsondenaufstiegen ermöglichen Flugzeugmessungen nur bedingt Vertikalprofile des Ozons.

Am 4.3.1982 passierte eine Kaltfront aus nordwestlicher Richtung den Hohenpeißenberg. Im weiteren Verlauf sank die Tropopause von 12.5 km im Warmsektor auf 8.5 km nach Kaltfrontpassage ab (Abb. 1). Im Bereich der Bodenfront und auch danach ist von Seiten der Bodenozonregistrierung (Hohenpeißenberg und Wendelstein) kein Ozonanstieg zu verzeichnen. Etwa 6 Stunden nach dem Durchzug der tiefsten Tropopause zeigt ein

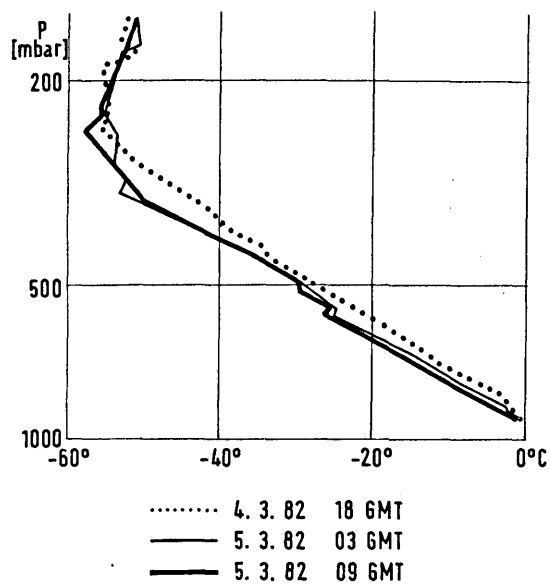


Abb. 1: Temperaturprofile des Hohenpeißenbergs bei Durchzug eines Tropopausentrichters.

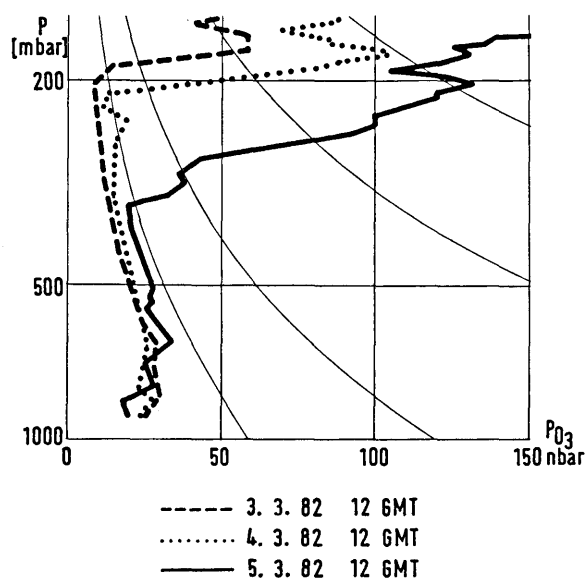


Abb. 2: Zeitliche Folge von Ozonagrammen des HP mit Abschnürung stratosphärischen Ozons.

Ozonsondenaufstieg (Abb. 2: 5.3.82) in einem stabilgeschichteten Übergangsbereich zwischen der sich auflösenden tieferen und der neugebildeten Tropopause eine deutliche troposphärische Ozonanreicherung. Die eigentliche Abschnürung dieses aus der Stratosphäre stammenden Ozons erfolgte durch die neue, höherliegende Tropopause.

Einen Tag später (Abb. 3: 6.3.82) ist offensichtlich oberhalb der Frontalzone der Katakaltfront, im Bereich abgleitender Luftmassen, ein markantes Ozonreservoir festzustellen. Im weiteren gewann im Voralpenbereich ein stabiles Hochdruckgebiet an Wetterwirksamkeit, und der Bereich angereicherten troposphärischen Ozons sinkt bis zur Absinkinversion herab. Am 8.3.82 gelangt die erhöhte Ozonkonzentration bis in Bodennähe und bewirkt einen Anstieg im Ozonprofil (Abb. 3: 8.3.82), sowie in den Messwerten des bodennahen Ozons. Dies lassen die Ozonregistrierungen des Hohenpeißenbergs, des Wendelsteins und die, freundlicherweise überlassenen Meßwerte des Fraunhofer Instituts für Atmosphärische Umweltforschung von Zugspitze und Wank, erkennen.

Zwei weitere ähnliche Fälle während ALPEX SOP bestätigen den geschilderten Ablauf der Injektion stratosphärischen Ozons in die Troposphäre. In einem Fall gelangt das ehemals stratosphärische Ozon rasch in die mittlere Troposphäre und im Absinkbereich der postfrontalen Kaltluft in die untere Troposphäre. Nicht immer erreicht das Ozon auch den Erdboden.

Im Bereich von weniger scharfen Tropopausentrichtern und Okklusionen sind die genannten Abläufe weniger deutlich.

Im Rahmen der ALPEX SOP waren einzelne Tage mit Föhneinfluß feststellbar. Vor allem am 25.3.82 traten am Hohenpeißenberg erhöhte Ozonkonzentrationen in den Bodenozonregistrierungen und in den

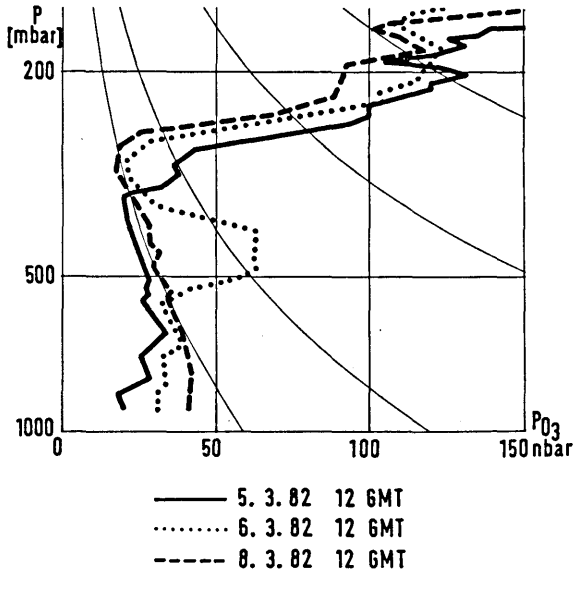


Abb. 3: Zeitliche Folge von Ozonagrammen des HP mit im Verlauf absinkender Ozonanreicherung.

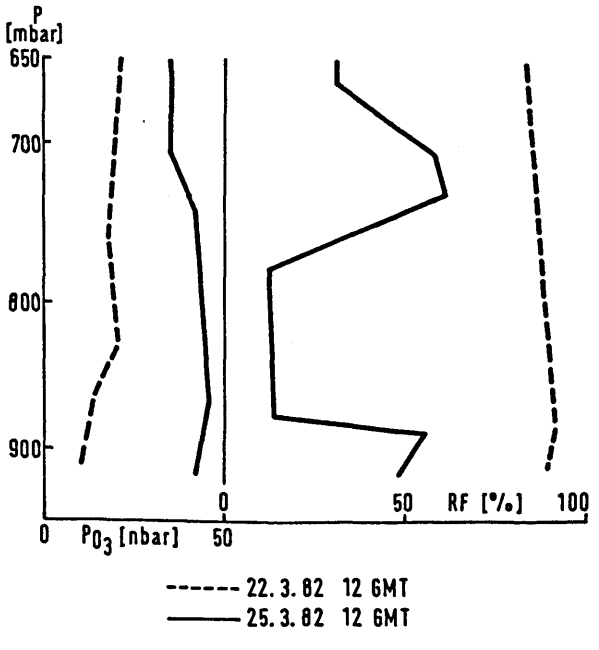


Abb. 4: Ozon- und Feuchteprofile zweier Tage mit und ohne Föhneinfluß.

Ozonsondenmeßdaten der unteren troposphärischen Schichten auf (Abb. 4). Den Nachweis der Herkunft des Ozons muß eine spätere Untersuchung erbringen. Der Verlauf des bodennahen Ozons bei Föhneinfluß zeigt erhöhte Ozonkonzentrationen; der mittlere Tagesgang erscheint nachts höher und ausgeglichener.

Zusammenfassend ist anzumerken, daß für Untersuchungen bei Abschnürvorgängen stratosphärischen Ozons in der Troposphäre, wie auch des Ozonverhaltens bei Föhn stark vermehrte Ozonsondenaufstiege Voraussetzung sind, um diese ersten Ergebnisse der ALPEX-Sondierungen zu fundieren und zu ergänzen.

DANIELSON, E. F.; MOHNEN, V.A.: Ozone Measurements and Meteorological Analysis of Tropopause Folding Proc. Joint Symp. Atm. Ozone VOL II (1977), S. 97 - 114

HAAGENSON, P.L.; SHAPIRO, M.A.; MIDDLETON, P.; LAIRD, A.R.: A Case Study Relating High Ground Level Ozone to Enhanced Photochemistry and Isentropic Transport From the Stratosphere J. Geophys. Res. VOL 86 (1981) S. 5231 - 5237

SHAPIRO, M. A.: Turbulent Mixing within Tropopause Folds as a Mechanism for the Exchange of Chemical Constituents between the Stratosphere and Troposphere J. Atm. Sci. VOL 37 (1980) S. 994-1004

VIEZEE, W.; JOHNSON, W. B.; HANWANT, B.S.: Airborne Measurements of Stratospheric Ozone Intrusions into the Troposphere over the United States Final Report SRI International (1979)

A NESTED GRID SCHEME OF FINE RESOLUTION WEATHER FORECAST FOR MOUNTAIN INFLUENCED REGIONS

T. PRAGER

For mountain influenced regions (e.g. the Carpathian basin) daily routine forecasts, computed in the continental meteorological centers (e.g. Moscow, Offenbach) often give unsatisfactory results. A possible way of improving the quality of numerical weather forecasts for such regions is the application of the grid-nesting technique. In the design of finite difference schemes of nested grid fine resolution forecast the satisfaction of integral conservation laws is of great importance.

A complete nested grid forecast model was constructed and tested by the author in the years 1975-1979. The main characterestics of that are the following:

a) The use of a three layer, 12 level σ-coordinate system for solving the hydrodynamic equations of quasistatic atmospheric processes (i.e. the primitive equations) makes it possible to modelize all aspects of mountain influence on large scale atmospheric flow.

b) A totally (with respect of all independent variables) conservative second order finite difference scheme applied to the transformed version of primitive equations (expressing the conservation of mass, momentum and total energy) results in exact accordance between the a priori given fluxes of conservative quantities through the lateral boundaries of the nested grid forecast domain and the whole amount of these quantities in the domain computed in the run of the forecast.

c) Application of the method of finite elements for describing the vertical profiles of conservative quantities effectively remove computational instability from the results.

d) An algorythm of dry convective adjustment and an algorythm of parametrization of the atmospheric boundary layer are included in the model, as well as some algorythms of space and time interpolation (with the aid of third order splines) for producing the initial and boundary conditions to the computations.

A short series of prognostic experiments on a 75 km resolution nested grid shows the following advantages of the model:

1. The suggested Lax-Wendroff type finite difference scheme is suitable for long-time integrations, even in case of flows with zones of great gradients, its diffusiveness suppress succesfully the reflected waves from the lateral boundaries of the nested grid forecast domain without using a special damping algorythm.

2. The use of the nested grid scheme leads to significant improvement of the quality of forecasts of pressure field in the lower troposphere.

ALPEX DIAGNOSTICS: KINETIC ENERGY BUDGETS

G. Frenzen, P. Speth

Institut für Geophysik und Meteorologie
Kerpener Str. 13, D - 5000 Köln 41, F.R.G.

ABSTRACT

For several synoptic cases during ALPEX-SOP all components of the kinetic energy budget as field distributions and area averages are computed. They are interpreted to get an understanding of those mechanisms which are typical for cyclogenesis in lee of the Alps.

1. INTRODUCTION

From a synoptic point of view we are interested in those mechanisms which lead to an explanation of cyclogenesis in lee of the Alps. Our calculations are based on isentropic analyses, which have been provided by REIMER (described in another contribution of this volume) and are part of a joint

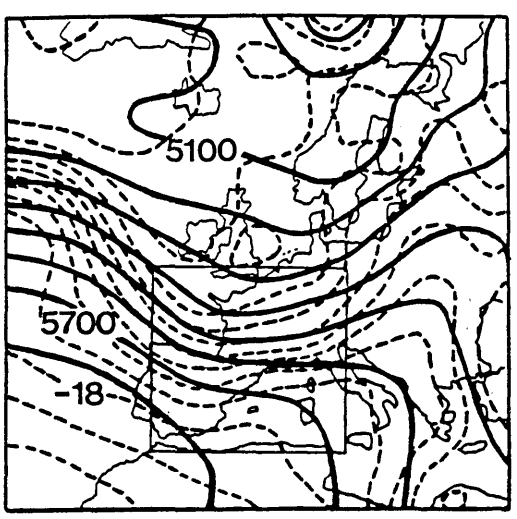


Fig. 1 Geopotential height (solid lines) and temperature (dashed lines) at 500 mb, for 2 March, 1982 00 GMT. Geopotential height in gpm (contour interval 100 gpm) and temperature in °C (contour interval 2°C). Averages of all kinetic energy budget components (Fig. 3 and 4) were performed for the indicated smaller area.

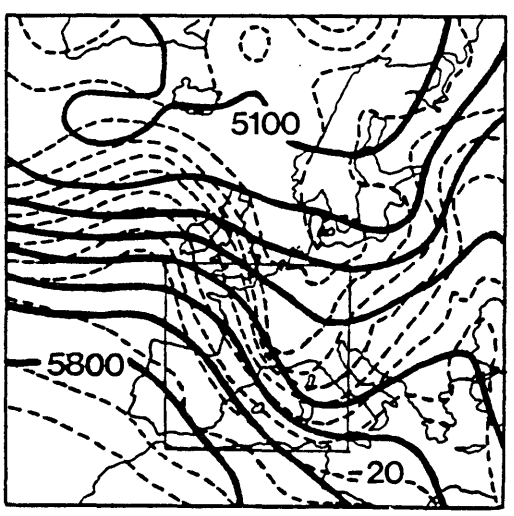


Fig. 2 As Fig. 1, but for 2 March, 1982 12 GMT.

project concerned with mesoscale ALPEX-diagnostics. The project is summarized by EMEIS et al. (this volume). To come close to our goal we are considering atmospheric energy budgets. In this contribution we restrict ourselves to two case studies of kinetic energy budgets.

2. RESULTS

Objective analyses are performed for ALPEX-SOP in isentropic coordinates with a grid resolution of 63.5 km horizontally and 25 layers vertically. The analysis scheme is described by REIMER (1980). As a first step objective analysis for temperature, geopotential height, relative humidity, horizontal and vertical velocity were made available in p-coordinates (21 levels between surface and 50 mb) for the period 1 March 1982, 00 GMT to 3 March 1982, 00 GMT. The time resolution is 12 hours. In the period considered no such evident case of Genoa cyclogenesis as described by BUZZI and TIBALDI (1978) occured. However on 2 March, 1982 the atmospheric flow in Southern Europe seemed to be influenced by the Alps. For that reason we concentrate at this place on the kinetic energy budget for 2 March, 1982 00 GMT and 12 GMT. We have used the following equation (VINCENT et al., 1974):

$$\underset{1}{\frac{\partial}{\partial t}KE} + \underset{2}{\nabla_p \cdot (\mathbf{v}KE)} + \underset{3}{\frac{\partial}{\partial p}(\omega KE)} + \underset{4}{\mathbf{v} \cdot \nabla_p \Phi} = \underset{5}{R_{KE}} \qquad (1)$$

with KE: kinetic energy, $\mathbf{v}$: horizontal wind, $\omega = dp/dt$: generalized vertical velocity, Φ: geopotential and R_{KE}: friction and subgrid scale processes. R_{KE} was computed as a residual, thus

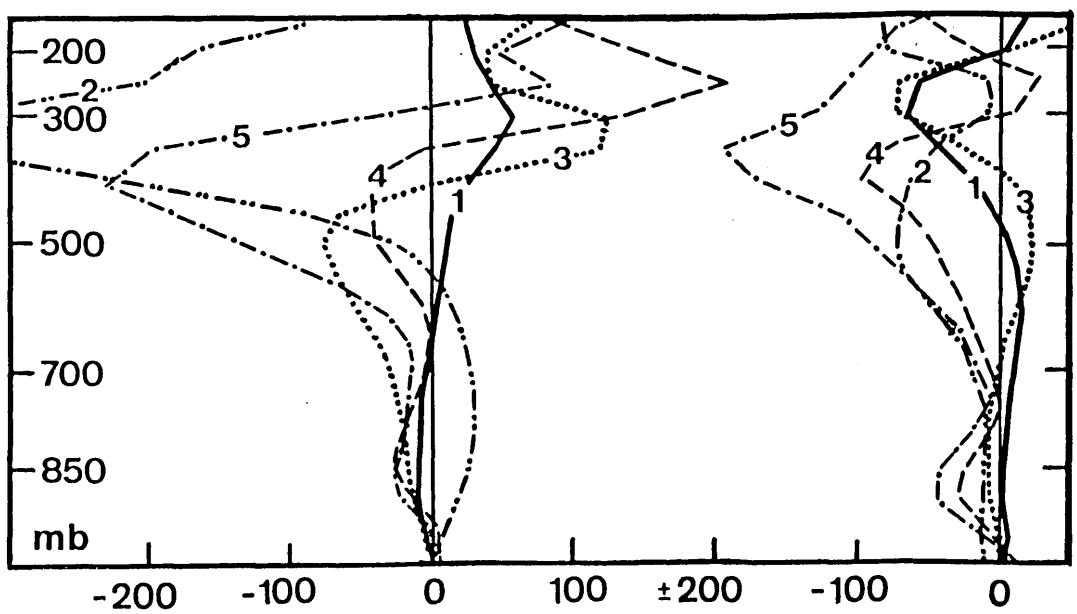


Fig. 3 Area averages of kinetic energy budget components for 2 March, 1982. Numbers refer to the different components in equation (1). Units are $10^{-5} W m^{-2} Pa^{-1}$. Left: 00 GMT, right: 12 GMT.

including all kinds of errors.

Fig. 1 and 2 show the synoptic situation for 2 March, 1982. At 00 GMT west of the Alps cold air advection was observed, which was even more intensive during the preceding days. Within the next 12 hours the situation has changed to a pronounced warm air advection.

First we consider in Fig. 3 averages of the kinetic energy budgets for the indicated area of Figs. 1 and 2.
At 00 GMT the kinetic energy increases in upper levels. This is due to a strong convergence of horizontal kinetic energy flux, which is only partly compensated by an upgradient mass flux and a divergence of vertical kinetic energy flux. Additionnally R_{KE} shows a destruction of kinetic energy with extreme values just below the level of maximum increase of KE. This is consistent with results of WARD and SMITH (1976) who considered the kinetic energy budget over North America during a period of short synoptic wave development. The following decrease of kinetic energy at 12 GMT in upper levels (Fig. 3, right) is caused mainly by R_{KE} despite a convergence of vertical flux of kinetic energy.

To get an impression of the horizontal variability, field distributions of $\omega \cdot \nabla_p \Phi$ and $\nabla_p \cdot (\omega KE)$ for 2 March, 1982 00 GMT are shown in Figs. 4 and 5 respectively. For 12 GMT these components are in EMEIS et al. (1982, Figs.

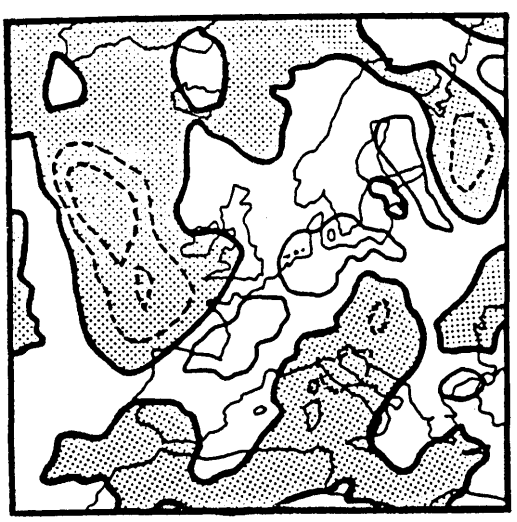


Fig. 4 Vertical mean values of the generation term $\omega \cdot \nabla_p \Phi$ in the kinetic energy budget for 2 March, 1982 00 GMT. Hatched areas indicate negative values and represent a generation of kinetic energy. Contour lines are in units of 100 W m^{-2}.

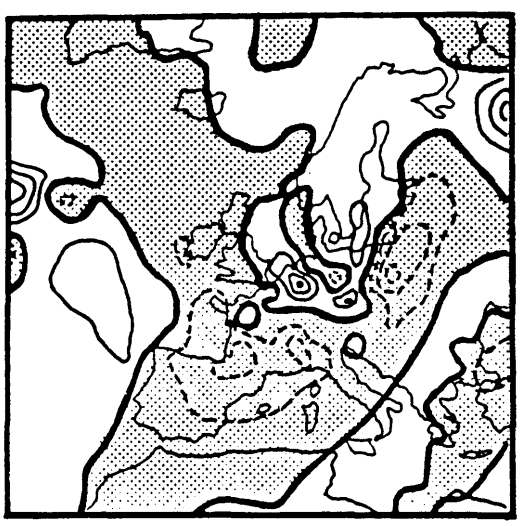


Fig. 5 As Fig. 4, but for $\nabla_p \cdot (\omega KE)$

2 and 3). For 00 GMT large values of the convergence of the horizontal flux occur over the entire region. This is accompanied by destruction of KE in the generation term west of the Alps; the opposite is the case east of the Alps. 12 hours later the area with horizontal convergence has narrowed, but now KE is produced by the generation term with maxima west of the Alps.

3. OUTLOOK

From these case studies we draw the conclusion that the objective analysis scheme of REIMER (1980) is well suited to be used for atmospheric budget calculations. In the future we will extend our calculations to other budgets (e.g. vorticity budget) and to cases of lee cyclogenesis during ALPEX-SOP. It is our aim to contribute towards an understanding of those mechanisms which are typical for lee cyclogenesis from a diagnostic point of view.

5. REFERENCES

BUZZI, A. and S. TIBALDI: Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. Quart. J. R. Met. Soc. 104 (1978), 271-287.

EMEIS, St., G. FRENZEN, M. HANTEL, D. KLAES, E. REIMER, E. SCHALLER and P. SPETH: ALPEX-objective analysis and energy budgets. Annalen der Meteorologie (Neue Folge) Nr. 19 (1982).

REIMER, E.: A Test of Objective Meteorological Analysis with Optimum Utilization of the Radiosonde Network in Central Europe. Contr. Atm. Phys. 53 (1980), 311-335.

VINCENT, D.G., W.R. GOMMEL and L.N. CHANG: Kinetic Energy Study of Hurricane Celia, 1970: Mon. W. Rev. 102 (1974), 35-47.

WARD, J.H. and P.J. SMITH: A Kinetic Energy Budget over North America During a Period of Short Synoptic Wave Development. Mon. W. Rev. 104 (1976), 836-848.

ALPEX - DIAGNOSTIK : HAUSHALTE VON LATENTER UND FÜHLBARER ENERGIE

Stefan Emeis

Meteorologisches Institut der Universität Bonn

Abstract

For a selected date from ALPEX - SOP budgets of latent and sensible heat are calculated. The area of interest is divided in 64 boxes each containing an equal amount of mass. There are four boxes in each of the x-, y-, and p-direction. The budgets are presented for the four boxes over the Alps. The calculations are based on an objective numerical analysis on isentropic surfaces with a grid-width of 63.5 km. Before calculating energy-fluxes, all mass-fluxes are corrected by a special correction-scheme to be non-divergent. This is essential for the whole procedure.

1. EINLEITUNG

Für das Aufstellen von Haushalten atmosphärischer Energieformen ist das Ausgangsmaterial von entscheidener Bedeutung. Die Größe begrenzter Luftvolumina, für die der Energieinhalt bestimmt werden soll, ist durch die Auflösung des Datenmaterials nach unten begrenzt. Durch das Vorliegen der isentropen Analysen von REIMER (1982), die auf einem Netz mit 63,5km Gitterweite durchgeführt werden, ist es möglich geworden, für die Mesoskala (an der Grenze zwischen Mesoα und Mesoβ nach WIPPERMANN, 1981) Energiehaushalte aufzustellen. Die Analysen stehen alle 12 Stunden auf Druckflächen interpoliert alle 50 mbar zur Verfügung, aus denen für diese Untersuchung 14 Flächen ausgewählt wurden. Für die hier vorliegende Auswertung ist die in Abb.1 dargestellte Einteilung in Boxen vorgenommen worden. In der Vertikalen liegen immer 4 Boxen mit einer Höhe von 250mbar übereinander, sodaß das Gesamtsystem aus 64 Boxen besteht. Die Größe und Lage der Boxen ist so gewählt, daß die Alpen gerade in einer

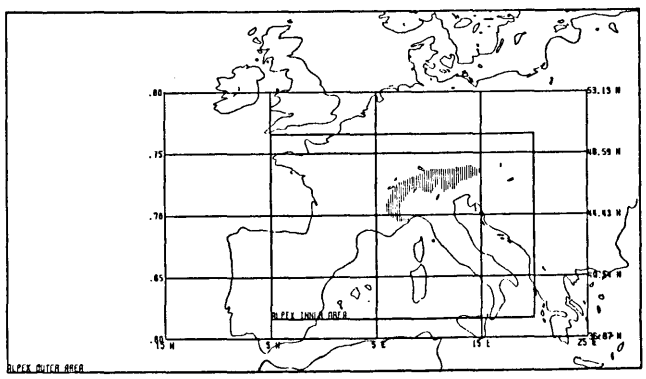


Abb.1: Einteilung des Untersuchungsgebiets in Boxen. Zusätzlich eingezeichnet: ALPEX-Experiment-Gebiete.

Box Platz finden. Die Größe der Alpenbox ist 794 x 462 km^2. Alle Boxen haben die gleiche Grundfläche (durch Nord-Südeinteilung in sin φ), und durch Verwendung der konstanten Höhe von 250 mbar beinhalten alle 64 Boxen die gleiche Masse. Im folgenden werden die Ergebnisse für den 19.1.81 12Z gezeigt, für die latente und die trockenstatische Energie. Im September sollen die Ergebnisse für den 2.3.82 vorliegen und präsentiert werden.

2. MASSENHAUSHALT

Zur Berechnung der Flüsse gehen in der

Horizontalen ungefähr 10,in der Vertikalen ca.4 Gitterpunkte ein. Ein horizontaler Fluß ist somit das Integral über 40 Werte,ein vertikaler das über 100 Werte. Die Haushalte werden aus der Differenz der Flüsse der Energien durch die 6 Seiten der Boxen gewonnen. Kleine Ungenauigkeiten in den Windfeldern können daher zu großen Fehlern in den Energiehaushalten führen,sodaß diese völlig sinnlos werden können. Dies gilt insbesondere für die trockenstatische Energie,wo die Varianz klein gegen den Mittelwert ist. Hier wird die Energieflußdivergenz weitestgehend durch die Winddivergenz bestimmt. Daher ist es notwendig,zuerst den Massenhaushalt zu prüfen und notfalls zu korrigieren. Die Prüfung ist einfach,da aufgrund der verwendeten Druckkoordinaten der Masseninhalt des Gesamtsystems und jeder einzelnen Box zeitlich konstant sein muß. Zuerst wird das Gesamtsystem abgeglichen; die notwendige Korrektur beträgt 2,5% der horizontalen Massenflüsse. Anschließend wird mit dem Korrekturverfahren nach HACKER (1981) jede einzelne Box divergenzfrei gemacht. Die mittlere Divergenz pro Box beträgt $2{,}7\cdot10^{-6}s^{-1}$. Nach der Korrektur ist die Divergenz in jeder Box Null. Die dafür notwendigen Korrekturen der Massenflüsse zwischen den einzelnen Boxen betragen 4,8%. Das Verfahren korrigiert nur die Massenflüsse und ist für Gitterpunktsfelder nicht geeignet.

3. ENERGIEHAUSHALTE

Mit den korrigierten Massenflüssen werden die Energiehaushalte für die 64 Boxen berechnet. Der Haushalt der latenten Energie wird durch

$$\frac{\partial}{\partial t}Lq + \nabla Lqv + \frac{\partial}{\partial p}Lq\omega = -\frac{\partial}{\partial p}L\overline{q'\omega'} - \frac{\partial}{\partial p}gLP$$

beschrieben,der der trockenstatischen durch

$$\frac{\partial}{\partial t}s + \nabla sv + \frac{\partial}{\partial p}s\omega + \frac{\partial}{\partial p}gR = -\frac{\partial}{\partial p}\overline{s'\omega'} + \frac{\partial}{\partial p}gLP\,.$$

Hier ist L $2{,}5\cdot10^{6}$J kg^{-1},q die spezifische Feuchte in kg kg^{-1}, P der Niederschlagsfluß in kg $m^{-2}s^{-1}$nach unten positiv,$s=c_pT+gz$ die trockenstat.Energie und R der Strahlungsfluß in W m^{-2} nach unten positiv. $\overline{q'\omega'}$und $\overline{s'\omega'}$stehen für subskalige Eddies,die durch das Datenmaterial nicht mehr aufgelöst werden. In der vorliegenden Untersuchung sind alle Terme auf der linken Seite bestimmt worden. Zur Bestimmung der Strahlung siehe KLAES (1982). Ihre Summe,im folgenden Residuum genannt,gibt eine Abschätzung für die rechten Seiten. Für die Terme 2 und 3 auf den linken Seiten wurde jeweils der mittlere-$[\omega][e]$und der Eddyfluß $[u^*e^*]$ durch die Boxgrenzflächen bestimmt. Hier bezeichnet [] das Mittel über eine Grenzfläche und * die Abweichung davon. $[u^*e^*]$ist ein skaliger Eddy im Gegegsatz zu $\overline{u'e'}$. e bezeichnet q oder s,u bezeichnet eine der Windkomponenten. Die skaligen Eddies betragen bei den Feuchteflüssen in der Horizontalen 10%,in der Vertikalen 5-10% der mittleren Flüsse. Bei der trockenstat.Energie liegen die Werte bei unter ,5% und ,5-1% entsprechend. In den Abb. 2 und 3 ist das Ergebnis anhand der Säule von Boxen über den Alpen dargestellt. Die Flüsse sind die Summe aus Mittel- und Eddyfluß. Die Summe der Residuen in Abb.2 ergeben $8\cdot10^{13}$W. Wenn man annimmt,daß $\frac{\partial}{\partial p}L\overline{q'\omega'}$klein gegen $\frac{\partial}{\partial p}gLP$ sei, entsprächen diese $8\cdot10^{13}$W einem mittleren Niederschlag in der Box von 4mm in 12 Stunden. Abb.4 zeigt die gemessenen Regenmengen. Die Menge stimmt mit der Rechnung durchaus überein. Nicht für jede Säule läßt sich das Residuum so erklären. Genauere Überlegungen hierzu sind in HANTEL (1982) dargestellt. Die Residuen des Haushalts der trockenstat. Energie sind in der gleichen Größenordnung,obwohl die Flüsse um 2 Größenordnungen größer sind. Man beachte die verschiedenen Einheiten in Abb.2 und Abb.3.

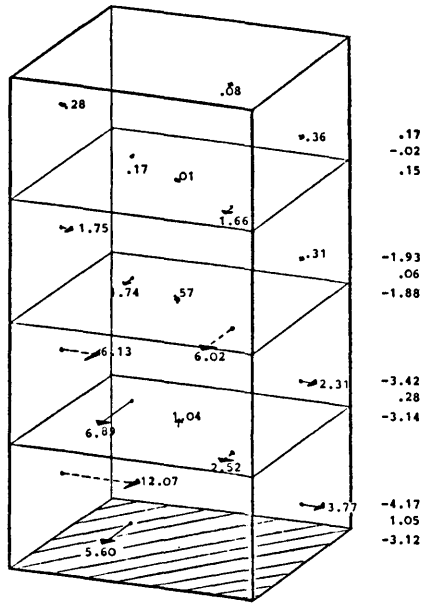


Abb.2: Haushalt der latenten Energie in der Säule über den Alpen in 10^{13} W. Die beschrifteten Pfeile geben die horizontalen und vertikalen Energieflüsse an, die Zahlen rechts geben von oben nach unten die 3-dimensionale Energieflußdivergenz, die Tendenz und das Residuum an. Da die Boxgrundfläche $3,54 \cdot 10^{11} m^2$ beträgt, entspricht $1 \cdot 10^{13}$ W ca. 30 W m^{-2}.

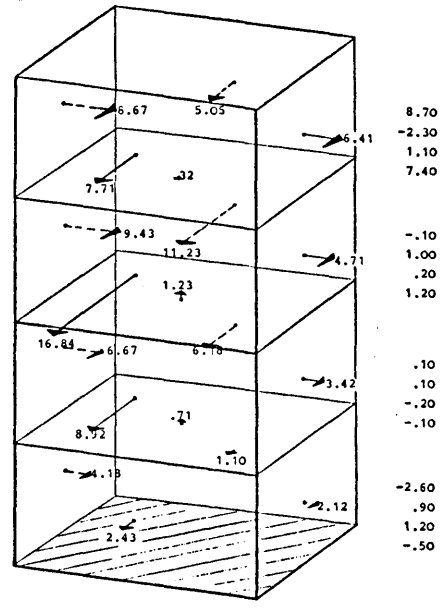


Abb.3: wie Abb.2, aber für die trockenstatische Energie. Zahlen an den Pfeilen in 10^{15} W, Zahlen rechts in 10^{13} W! Die Zahlen rechts geben von oben nach unten die 3-dimensionale Flußdivergenz, die Tendenz, die vertikale Strahlungsflußdivergenz und das Residuum.

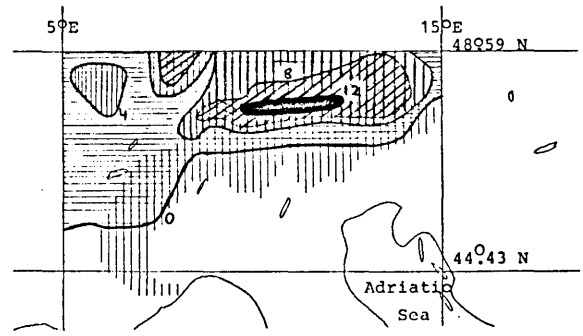


Abb.4: 12-stündige Regenmengen gemessen am 19.1.81 18Z. Einheit mm .

4. AUSBLICK

Es ist ein erster Einstieg in die mesoskalare Diagnose der Energiehaushalte vorgestellt worden. Dabei hat sich gezeigt, daß die Korrektur der Massenflüsse eine wesentliche Voraussetzung ist. Wenn sich das Verfahren bewährt, kann eine einzelne Box noch einmal unterteilt werden. Im Inneren können dann durch nochmalige Anwendung des Korrekturverfahrens wieder alle Massenflüsse divergenzfrei gemacht werden.

Die Arbeit wurde durch Mittel des Landes Nordrhein-Westfalen und der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.

LITERATUR

HACKER, J.: Der Massen- und Energiehaushalt der Nordhemisphäre. Bonner Meteorol. Abh., 27 (1981).

HANTEL, M.: ALPEX-Diagnostik: Subsynoptische Vertikaltransporte. Ann. d. Meteorol. N.F., Nr. 19 (1982).

KLAES, D.: ALPEX-Diagnostik: Strahlungshaushalt. Ann. d. Meteorol. N.F. Nr. 19 (1982).

REIMER, E.: ALPEX-Diagnostik: Mesoskalare Analyse einer Lee-Zyklogenese (Fallstudie). Ann. d. Meteorol., Nr. 19 (1982).

WIPPERMANN, F.: The Applicability of Several Approximations in Meso-Scale Modelling - A Linear Approach. Beitr. Phys. Atm., 54, 298 - 308 (1981).

ALPEX-Diagnostik: STRAHLUNGSHAUSHALT

Dieter Klaes
Meteorologisches Institut der Universität Bonn

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird ein Verfahren dargestellt, aus synoptischen Eingangsdaten unter Berücksichtigung durchbrochener Bewölkung durch Modellrechnungen die vertikalen Strahlungsflüsse zu bestimmen.

1. EINLEITUNG

Für Energiehaushaltsrechnungen der Atmosphäre muß die Strahlungsbilanz auf verschiedenen Druckflächen (im vorliegenden Fall die Obergrenze der Atmosphäre, 250 hPa, 500 hPa, 750 hPa und 1000 hPa) bekannt sein. Da diese Größe nicht gemessen werden kann, wird sie aus den Profilen von Temperatur und Feuchte mit Hilfe eines Strahlungsmodells berechnet. Dabei wird der Einfluß durchbrochener Bewölkung parametrisiert.

Die synoptischen Felder von Temperatur und relativer Feuchte liegen in vertikaler Auflösung von 50 hPa vor, die horizontale Auflösung ist ein Flächenmittel über je eine der 4 x 4 ALPEX-Regionen (siehe dazu EMEIS, 1982).

2. STRAHLUNGSMODELL

Bei dem verwendeten Modell handelt es sich um ein Delta-Zwei-Strom-Modell (SCHALLER (1980)), bei dem die optischen Parameter über drei Spektralbereiche gemittelt werden:

a) Über das gesamte solare Spektrum (0.225 μm - 4.00 μm),
b) über die Bandenbereiche des terrestrischen Spektrums (bis 100 μm),
c) und über das Wasserdampffenster des terrestrischen Spektrums (8.33 μm - 13.79 μm).

An optisch aktiven Substanzen werden die Gase Ozon, Kohlendioxyd und Wasserdampf sowie Aerosolteilchen und Wolkentröpfchen berücksichtigt.

3. WOLKENMODELL

Zur Berücksichtigung der Bewölkung ist es notwendig,

a) zu entscheiden, ob in der jeweiligen Schicht sich überhaupt eine Wolke befindet,
b) zu entscheiden, ob es sich um Wasser- oder Eiswolken handelt,
c) den (effektiven) Bedeckungsgrad c_{eff} zu bestimmen,
d) die Streu- und Extinktionskoeffizienten σ_{sc} und σ_e für die Wolke in den drei Spektralbereichen zu bestimmen.

3.1 Bedeckungsgrad

Zur Entscheidung, ob sich in einer Modellschicht eine Wolke befindet und zur Berechnung des Bedeckungsgrades wird ein Verfahren von GELEYN (1981) angewendet. Dabei wird zunächst eine kritische relative Feuchte $RH_c(\sigma)$ als Funktion der Vertikalkoordinate $\sigma=p/p_o$ (p_o= Bodendruck) für jede Schicht gemäß

$$RH_c(\sigma)=1-\alpha\sigma(1-\sigma)(1+\beta(\sigma-1/2)) \qquad (1)$$

berechnet. (Bild 1) Die Parameter α und β sind charakterisiert durch das betrachtete Gebiet und die Datenauflösung. GELEYN (1981) gibt für mittlere Breiten $\alpha=2$ und $\beta=\sqrt{3}$ an.

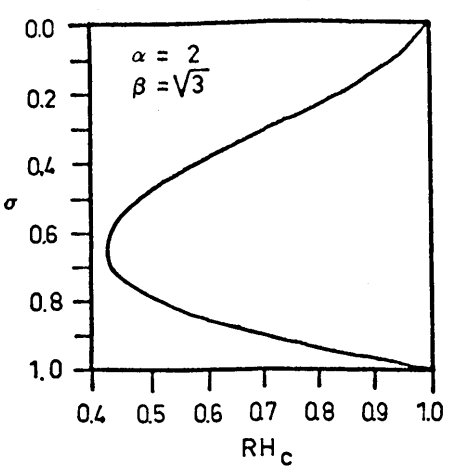


Bild 1: Vertikalprofil der kritischen relativen Feuchte.

Ist die relative Feuchte in einer Schicht

größer als die kritische relative Feuchte, so wird dieser Schicht eine Wolke zugeordnet.

Der Bedeckungsgrad $c(\sigma)$ in dieser Schicht ist dann proportional dem Quadrat der Differenz zwischen relativer und kritischer relativer Feuchte:

$$c(\sigma)=\max^2\left(0,\ \frac{RH(\sigma)-RH_c(\sigma)}{1-RH_c(\sigma)}\right) \qquad (2)$$

Die Beschreibung der Strahlungsbilanzprofile erfolgt über die Parametrisierung

$$F(c_{eff})=c_{eff}\ F(c_{eff}=1)+ +(1-c_{eff})\ F(c_{eff}=0), \qquad (3)$$

so daß ein effektiver Bedeckungsgrad notwendig ist. Dieser wird bei nur einer vorhandenen Wolke als das Maximum der berechneten Bedekkungsgrade

$$c_{eff}=\max_{i=1}^{N}(c_i) \qquad (4)$$

für N Schichten mit Wolken angesetzt. Sind mehrere Wolken, etwa J, vorhanden, so wird Gleichung (4) für jede Wolke einzeln angewendet und damit J effektive Bedeckungsgrade $c_{eff,j}$, $1\le j\le J$, bestimmt. Der gesamte effektive Bedeckungsgrad berechnet sich dann aus der statistischen Überlappung dieser J Wolken:

$$c_{eff}=1-\prod_{j=1}^{J}(1-c_{eff,j}). \qquad (5)$$

(Bild 2)

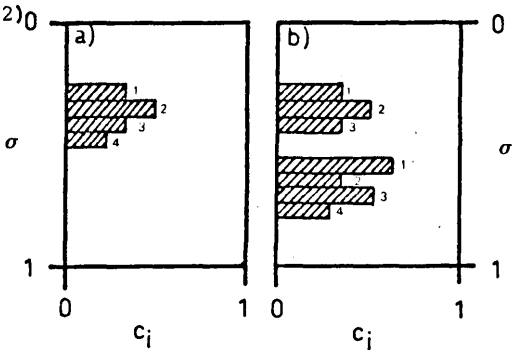


Bild 2: Beispiele für die Bestimmung des effektiven Bedeckungsgrades
a) 1 Wolke: $c_{eff}=c_2$
b) 2 Wolken: $c_{eff,1}=c_{1,2}$
$c_{eff,2}=c_{2,1}$
$c_{eff}=1-(1-c_{eff,1})(1-c_{eff,2})$.

3.2 Optische Kenngrößen

Für die Bewölkung werden mit Hilfe eines Mie-Programmes für die drei Spektralbereiche mittlere Streu- und Extinktionseffizienzen $\bar{Q}_{sc}$ und $\bar{Q}_e$ berechnet. (Diese können auch als Streu- und Extinktionskoeffizienten für eine Wolke mit einem Teilchen pro cm^3 aufgefaßt werden.) Es gilt dann für die Streu- bzw. Extinktionskoeffizienten σ_{sc} und σ_e:

$$\sigma_{sc,e}=N_{cl}\,\bar{Q}_{sc,e}\ , \qquad (6)$$

wobei N_{cl} die Anzahl der Tröpfchen pro cm^3 ist. Zur Berechnung von N_{cl} muß zunächst eine Tröpfchenverteilung $n_{cl}(r)$ vorgegeben sein. In vorliegender Arbeit wird eine modifizierte Gammaverteilung nach DEIRMENDJIAN (1964) an eine mittlere Tröpchenverteilung angepaßt, die aus vier bei STEPHENS (1978) angegebenen Tröpfchenverteilungen StI, StII, ScII und Ns gebildet wurde. (Bild 3)

$$n_{cl}(r)=b_1 r^{\delta}\exp(-b_2 r^{\gamma}) \qquad (7)$$

mit

$$b_1=\frac{N_{cl}\,\gamma}{b_2^{-(\delta+1)/\gamma}\,\Gamma\left(\frac{\delta+1}{\gamma}\right)}$$

$$b_2=\frac{\delta}{\gamma}\,r_d^{-\gamma}$$

Es gilt dann:

$$N_{cl}=\frac{3}{4\pi}\,\frac{\Gamma\left\{\frac{\delta+1}{\gamma}\right\}}{\gamma\{(\delta+3)!\}}\left\{\frac{\delta}{\gamma}\right\}\frac{(\gamma-1)\delta+4\gamma-1}{\gamma}\ \frac{\rho_1 q_1}{\rho_w r_d^3} \qquad (8)$$

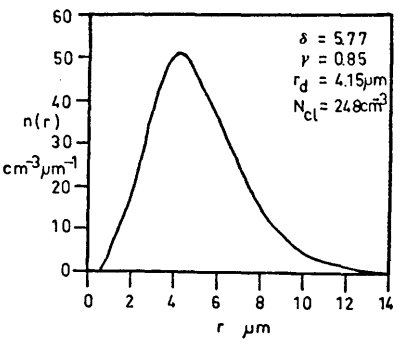


Bild 3: Mittlere Tröpfchenverteilung für eine Wasserwolke.

Neben den in Formel (7) auftretenden Konstanten δ und γ muß also noch der Mode-Radius r_d bekannt sein. Für die mittlere Verteilung wurden $\delta=5.77$, $\gamma=0.85$, $r_d=4.15\ \mu m$ bestimmt. Ist das Flüssigwassermischungsverhältnis q_l bekannt, so kann N_{cl} bestimmt werden. GELEYN (1981) gibt für das Verhältnis $q_l/q_s=0.002$ an.

Die Eisteilchen werden z. Z. als kugelförmig mit einen Radius von 50 μm angenommen. Sie sollen unterhalb einer Temperatur von 243 K auftreten.

Es werden ebenfalls Streu- und Extinktionseffizienzen berechnet. Streu- und Extinktionskoeffizienten $\sigma_{sc,eis}$ und $\sigma_{e,eis}$ ergeben sich nach Formel (6), wobei $N_{cl,eis}$ sich aus einem zum Wasservolumen in einem cm^3 Luft äquivalenten Eisvolumen und dem Volumen eines Eisteilchens berechnet:

$$N_{cl,eis} = \frac{V_{eis,äq}}{V_{50\ \mu m}} \quad [cm^{-3}] \qquad (9)$$

4. ERGEBNISSE

Bild 4 zeigt Ergebnisse in der Alpen-Region für den 19.01.1981, 12.00Z; als Eingangsdaten fanden Profile Verwendung, die aus einer objektiven Analyse nach REIMER (1982) stammen.

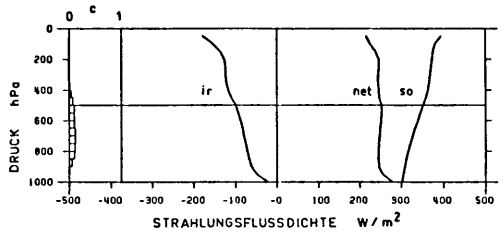


Bild 4: Vertikalprofile der Strahlungsflußdichte in der Alpen-Region für den 19.01.81, 12Z.
ir=infrarotes, so=solares, net= gesamtes Spektrum, c=Bedeckungsgrad.
cos = 0.3845
sol. Bodenalbedo r_s= 16.63 % .

Die Profile zeigen im Bereich der Wolke die typische terrestrische Strahlungsabkühlung und solare Strahlungserwärmung.

Vergleichsrechnungen mit dem Modell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) zeigten eine gute Übereinstimmung der Erwärmungsraten.

Vergleiche mit Satellitendaten wurden für den 16.01.79 durchgeführt und zeigen RMS-Fehler von 25 W/m^2 im solaren und 35 W/m^2 im infraroten Bereich.

Vergleiche mit Bodenmessungen sind geplant, sobald die Meßwerte verfügbar sind.

Der Autor dankt Herrn J.-F. Geleyn (EZMW) für die hilfreiche Zusammenarbeit.
Diese Arbeit wurde mit Mitteln des Landes Nordrhein-Westfalen gefördert.

LITERATUR

DEIRMENDJIAN,D. Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared. Appl. Optics 3, 187-196.(1964)

EMEIS,St. ALPEX-Diagnostik: Haushalte von latenter und fühlbarer Energie. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

GELEYN,J-F. Some diagnostics of the cloud radiation interaction on ECMWF forecasting model. in: Workshop on radiation and cloud radiation interaction in numerical modelling.135-162, ECMWF, Reading (1981)

REIMER,E. ALPEX-Diagnostik: Mesoskalige Analyse einer Lee-Zyklogenese (Fallstudie). Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

SCHALLER,E. Die Rolle von Strahlungsprozessen in einem Modell für abgehobene Inversionen. Berichte des DWD Nr. 151, Offenbach/Main (1980)

STEPHENS,G.L. Radiation properties in extended water clouds. I: Theory.J.Atmos.Sci. 35, 2111-2122. (1978)

EMEIS,St. et al. ALPEX:Objective Analyses and Energy Budgets. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

ALPEX: SUBSYNOPTISCHE VERTIKALTRANSPORTE

Michael Hantel

Meteorologisches Institut der Universität
Auf dem Hügel 20, 5300 Bonn 1

1 EINLEITUNG

In Europa ist der Niederschlag höher als die Verdunstung. Woher kommt der Niederschlag? Die Feuchte wird horizontal durch synoptische Vorgänge heran transportiert. Der Niederschlag ist subsynoptisch. Kann man den subsynoptischen Niederschlagsfluß in der freien Atmosphäre aus synoptischen Bilanzen gewinnen?

2 METHODE

In der Gleichung für die latente Wärme Lq (Standardnotierung in p-Koordinaten; ∇ =horizontaler Del-Operator, V=horizontaler Windvektor):

$$\underbrace{\frac{\partial Lq}{\partial t} + \nabla\cdot LqV + \frac{\partial Lq\omega}{\partial p}}_{B^q} = -\frac{\partial L\overline{q'\omega'}}{\partial p} - \frac{\partial gLP}{\partial p} \qquad (2.1)$$

gilt die linke Seite B^q als synoptisch bestimmbar. Jedoch läßt sich der Niederschlagsfluß P nicht isolieren; denn außer P ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$) ist auch der vertikale Feuchtefluß $\overline{q'\omega'}$ subsynoptisch. Wir nehmen daher die Gleichung für die potentielle Wärme (auch: trockene statische Energie) $s = c_pT+gz$ hinzu (R = Strahlungsfluß, in W/m^2):

$$\underbrace{\frac{\partial s}{\partial t} + \nabla\cdot sV + \frac{\partial s\omega}{\partial p}}_{B^s} + \underbrace{\frac{\partial gR}{\partial p}}_{B^r} = -\frac{\partial \overline{s'\omega'}}{\partial p} + \frac{\partial gLP}{\partial p} \qquad (2.2)$$

B^s gilt wie B^q als synoptisch meßbar, B^r wird von einem Strahlungsmodell geliefert. (2.1), (2.2) enthalten rechts drei unbekannte Flüsse:

$$g^{-1}L\overline{q'\omega'} \equiv LH;\ LP \equiv PREC;\ g^{-1}\overline{s'\omega'} \equiv SH \qquad (2.3)$$

LH, SH sind die sonst nur an der Erdoberfläche betrachteten Vertikalflüsse latenter und fühlbarer (potentieller) Wärme; PREC ist der vertikale Niederschlagsfluß; alle drei sind nach unten positiv und haben die Einheit W/m^2. Wir schließen das System durch die einfache Parametrisierung:

$$LH = \frac{1}{\beta}SH \quad \text{mit} \quad \frac{1}{\beta} = \frac{L\Delta q}{\Delta s} \qquad (2.4)$$

Ihr liegt die Hypothese zugrunde, daß LH, SH durch den gleichen Eddy-Mechanismus kontrolliert werden. β ist eine Art verallgemeinertes Bowen-Verhältnis, Δq die Skala der Feuchtefluktuationen (≈q), Δs die der s-Fluktuationen ($\approx c_p$ x5OK). Wir nehmen als erste grobe Näherung an:

250 hPa	500 hPa	750 hPa
1/β=0.10	1/β=0.33	1/β=0.80

(2.5)

3 DATEN

Die Daten für B^q, B^s sind abgeleitet aus den synoptischen Analysen von Reimer (1982) für den 19. Jan. 1981, 12Z. Das Untersuchungsgebiet ist ein die Alpen vollständig enthaltendes rechteckiges Gebiet (Nordgrenze 48.6°N; Südgrenze 44.4°N; Ostgrenze 15°E; Westgrenze 5°E) mit einer Fläche von $(600\ km)^2$. Die darüber aufgerichtete Säule wird in 4 vertikale Boxen mit Δp = 250 hPa eingeteilt. Die synoptischen Transporte durch die Grenzflächen dieser Boxen wurden von Emeis (1982) bestimmt, wodurch B^q, B^s bekannt sind. B^r wird von Klaes (1982) übernommen, die Bodentransporte von latenter und fühlbarer Wärme stammen von Weyer (1980), der Niederschlag ist synoptisch bestimmt (Emeis, 1982).

4 AUSWERTUNG

Mit den Bezeichnungen:

$$LH + PREC = R^q;\quad SH - PREC = R^s \qquad (4.1)$$

lauten die über die Boxen integrierten Gleichungen (2.1), (2.2):

$$\left.\begin{array}{ll} B_1^q+R_1^q = IMB^q; & B_1^s+B_1^r+R_1^s = IMB^s \\ B_2^q+R_2^q-R_1^q = IMB^q; & B_2^s+B_2^r+R_2^s-R_1^s = IMB^s \\ B_3^q+R_3^q-R_2^q = IMB^q; & B_3^s+B_3^r+R_3^s-R_2^s = IMB^s \\ B_4^q+R_4^q-R_3^q = IMB^q; & B_4^s+B_4^r+R_4^s-R_3^s = IMB^s \end{array}\right\} \qquad (4.2)$$

Die Indizes 1 - 4 bezeichnen die Druckniveaus 250 - 1000 hPa (vgl. Bild 4.1). Da R_4^q, R_4^s an der Erdoberfläche bekannt sind, sind die unbekannten Residuen R_1^q, R_2^q, R_3^q, R_1^s, R_2^s, R_3^s in Bild 4.1 überbestimmt; das ist Ausdruck der Tatsache, daß die Budgets (2.1), (2.2) wegen der Meßfehler in den B^q, B^s, B^r, R_4^q, R_4^s i.a. nicht ausgeglichen sind. Dem ist in (4.2) durch Hinzufügen zweier Imbalancen IMB^q, IMB^s

Rechnung getragen, die in der Vertikalen gleich sind. Das macht (4.2) jetzt eindeutig lösbar und liefert IMB^q, IMB^s und die 6 Resi-

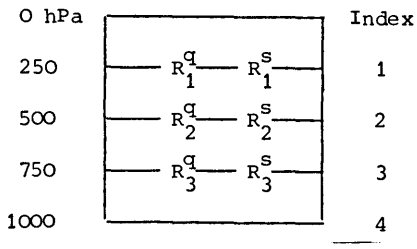


Bild 4.1 Boxeneinteilung der Atmosphäre über den Alpen (vgl. Emeis et al., 1982). Grundfläche ca. (600 km)². R^q, R^s: Subsynoptische Differenzflüsse durch die angegebenen Druckflächen, werden durch Überbestimmung aus den 2x4 Boxbudgets gewonnen.

duen. Aus den letzteren schließlich werden mit (4.1) und (2.4) LH, PREC und SH separat bestimmt.

5 ERGEBNISSE

Ein Vertikalprofil ist in Bild 5.1 dargestellt. Grundlage sind die eben genannten $1/\beta$-Werte. Ihre genaue Wahl ist unsicher, jedoch ist die Struktur der 3 Profile erst in zweiter Linie von $1/\beta$ abhängig (nicht gezeigt). Das

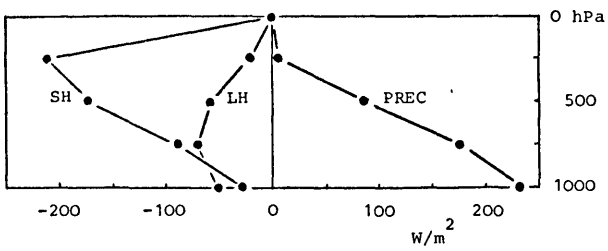


Bild 5.1 Subsynoptische Vertikalflüsse über den Alpen am 19. Jan. 1981, 12Z. Werte am Boden (1000 hPa) gemessen, Werte in der Höhe bestimmt durch Kombination von synoptischen und Strahlungsdaten mit Ausgleichung. Fehler der Einzelwerte ca. 10 W/m².

Bild zeigt im einzelnen:

- PREC ist divergent ("entsteht") in der Schicht 250-1000 hPa und ist überall nach unten gerichtet.
- LH ist konvergent oberhalb von 750 hPa und ist überall nach oben gerichtet.
- SH ist divergent unterhalb von 250 hPa und konvergent oberhalb. Er ist überall nach oben gerichtet und maximal ca. im Gebiet der Tropopause.
- Die Flüsse von Bild 5.1 umfassen alle Skalen unterhalb ca. 600 km; die Skalen sind nicht trennbar, jedoch sind es subskalige Eddy-Flüsse.
- Die Imbalancen betragen:

$$IMB^q = -10.4\ W/m^2; \quad IMB^s = -8.5\ W/m^2 \quad (5.1)$$

Das ist eine hohe Genauigkeit, wenn man die Größenordnung der beteiligten Einzelflüsse bedenkt; z.B. haben die West-Ost-Flüsse von s, die in der Auswertung von Bild 5.1 implizit enthalten sind, die Größenordnung 10^4 W/m² (Emeis, 1982).

- Diese Genauigkeit ist bedingt durch ein von Emeis angewandtes Korrekturverfahren nach Hacker (1981), bei dem die Massenflüsse in den Boxen objektiv divergenzfrei gemacht werden.

6 AUSBLICK

Die hier gezeigte Methode der Kombination von synoptischen Messungen, Modellrechnungen und Klimadaten zur Berechnung des Flächenniederschlags oberhalb des Erdbodens hat sich noch statistisch zu bewähren. Dann jedoch verspricht sie die Möglichkeit, Vertikalflüsse in der freien Atmosphäre direkt zu bestimmen.

7 DANKSAGUNG

Diese Arbeit wird aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert. Sie ist Teil einer Kooperation zwischen den Universitäten Berlin, Köln und Bonn (Emeis et al., 1982).

8 LITERATUR

Emeis, St. ALPEX-Diagnostik: Haushalte von latenter und fühlbarer Energie. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

Emeis, St., et al. ALPEX: Objective Analyses and Energy Budgets. Ann.d.Meteorol. N.F. Nr. 19 (1982)

Hacker, J.M. Der Massen-und Energiehaushalt der Nordhemisphäre. Bonner Meteorol.Abh., Heft 27 (1981), 93 pp.

Klaes, D. ALPEX-Diagnostik: Strahlungshaushalt. Ann.d.Meteorol.N.F. Nr. 19 (1982)

Reimer, E. ALPEX-Diagnostik: Mesoskalige Analyse einer Lee-Zyklogenese (Fallstudie). Ann.d.Meteorol. Nr.F. Nr. 19 (1982)

Weyer, M. Vergleich regionaler Monatsmittelwerte von Niederschlag, Strahlungsbilanz, latenter und sensibler Energieflußdichte an der Erdoberfläche. Diplomarbeit, Meteorol.Inst.d.Univ.Bonn (1980), 123 pp.

EINFLÜSSE VON OROGRAPHIE UND WETTER AUF DEN VOGELZUG IM NORDALPENRAUM

Jürgen Becker
Amt für Wehrgeophysik, Traben-Trarbach

1. VOGELZUGBEOBACHTUNGEN IM BEREICH DER ALPEN

Untersuchungen über die räumliche und zeitliche Verteilung der Vogelzüge im Bereich der Alpen erfolgten vor allem in der Schweiz durch visuelle Feldbeobachtungen an Alpenpässen (RYCHNER und IMBODEN 1965, DORKA 1966) und im Jura (BRUDERER 1967) sowie durch Radarbeobachtungen am Flughafen Zürich (GEHRING 1963, STEIDINGER 1968). Detaillierte Informationen über die Flugwege einzelner Vögel in Abhängigkeit von Wetterfaktoren, insbesondere vom Höhenwind,konnten mit Hilfe des Zielfolgeradars gewonnen werden (BRUDERER und STEIDINGER 1972).

Die Grundlagen der Radarornithologie sind bei EASTWOOD (1967) beschrieben. In Europa werden die Radarvogelzugbeobachtungen durch die Radar Working Group des Bird Strike Committee Europe koordiniert. Es ist auch eine Radarkette entlang der Alpen zur Untersuchung von Richtungsstreuung und Zughöhen der Vogelzüge in Abhängigkeit von Orographie und Wetterfaktoren vorgesehen.

In der Bundesrepublik Deutschland werden seit 1970 Vogelzugbeobachtungen mit zivilen und militärischen Radargeräten mit dem Ziel durchgeführt, durch eine bessere Kenntnis der Vogelzüge und ihrer Abhängigkeit von Jahreszeit und Wetter, Zusammenstöße zwischen Luftfahrzeugen und Vögeln (Vogelschläge, engl. Birdstrikes) zu verhindern (BECKER 1979). Der Nordalpenraum wird durch Beobachtungen der Regionalstelle München der Bundesanstalt für Flugsicherung mit einem Erfassungsradius von 60 NM sowie durch verschiedene militärische Radarstellungen abgedeckt.

2. EINFLUSS der ALPEN AUF DIE ZUGRICHTUNGEN

Zur Beurteilung des Leitlinieneffektes der Alpen ist die Lage der Aufbruchs- und Überwinterungsgebiete der verschiedenen Vogelarten wichtig. Auch wird der Zug in geringen Höhen stärker durch die Orographie beeinflußt als der hohe Nachtzug. Die Radarbeobachtungen in München, die aus technischen Gründen die besten Ergebnisse nachts lieferten, zeigen zu 90 % niedrigen Vogelzug in Höhen bis 1500 m über NN, der vorwiegend alpenparallel verläuft. Es handelt sich dabei um Vogelpopulationen, deren Brutgebiete vorwiegend in Osteuropa und deren Überwinterungsgebiete in Südwesteuropa liegen. Ihre Hauptzugrichtungen verlaufen daher parallel zu den Alpen, wobei über den Alpen durchschnittlich geringere Zugintensitäten vorherrschen als über dem Alpenvorland.

Bei Vogelzug oberhalb 2000 m über NN, der nur 10 % des gesamten Zuggeschehens beträgt, überwiegt der Queralpenzug. Da die Fluggeschwindigkeit der Vögel mit der Höhe um 10 % pro 1000 m zunimmt (BRUDERER 1977), bevorzugen schnell fliegende Vögel größere Flughöhen. Dies gilt jedoch nur für gute Flugbedingungen (Hochdruckwetterlagen, Rückenwind). Bei ungünstigem Wetter (Niederschläge, Gegenwind) wird der Zug herabgedrückt und der Zug der Querzieher wird kleinräumig abgelenkt oder kommt ganz zum Erliegen. Die Beurteilung des Einflusses der Alpen auf den Vogelzug ist somit nur unter Berücksichtigung der vorliegenden Wetterbedingungen möglich.

3. EINFLUSS DES WETTERS AUF DEN VOGELZUG

Bei allen visuellen und Radar-Vogelzugbeobachtungen zeigte sich, daß das Wetter die Intensität, Richtung und Höhe des Zuges stark beeinflußt (SCHÜZ 1971, S. 224 - 256). Unter Berücksichtigung der synoptischen Lage und durch Korrelation mit einzelnen Wetterfaktoren zeigten sich folgende Ergebnisse:

- Im Frühjahr begünstigt Warmluftadvektion, im Herbst Kaltluftadvektion den Vogelzug;
- Rückenwind läßt die Zughöhe ansteigen, Gegenwind läßt sie absinken, Windgeschwindigkeiten > 10 kts und Turbulenzen wirken zughemmend;
- bei Frontbewölkung und Niederschlägen findet nur geringer Vogelzug statt. Eine geschlossene Wolkendecke oder eine Hochnebelschicht kann über- oder unterflogen werden.

Die Zugintensität wird wesentlich durch das Wetter der zurückliegenden Tage beeinflußt. Nach schlechten Zugbedingungen (Zugstau) setzt häufig Massenzug ein, sobald die Wetterbedingungen günstiger werden.

Zur Vorhersage der Tage mit hoher Vogelzugdichte hat das Amt für Wehrgeophysik anhand von Beobachtungsdaten aus 12 aufeinanderfolgenden Jahren ein meteorologisches Punktwertverfahren entwickelt, das die Intensität des großräumigen Vogelzuges aufgrund der Jahreszeit sowie der Wetteranalysen und -vorhersagen für die Aufbruchs- und Zielgebiete bestimmt.

4. EINFLUSS DES WETTERS AUF ZUGRICHTUNG UND ZUGHÖHE IN DEN ALPEN

Die visuellen Feldbeobachtungen in den Alpen zeigten, daß bei Hochdruckwetter und schwachem bis mäßigem Rückenwind ein kontinuierlicher Kleinvogelzug in mittlerer Grat- und Gipfelhöhe verläuft, wobei die Vögel ihre Flugbahnen nicht den Tälern angleichen. Bei Tiefdruckeinfluß sowie Gegen- und Seitenwind folgt der Zug den Talmulden und Paßübergängen. RYCHNER und IMBODEN (1965) haben hierfür den Begriff der "Schlechtwetter-Kanalisation" geprägt.

Die Radarbeobachtung erfaßt den Vogelzug gleichzeitig in verschiedenen Höhenbändern. Es ist dann zu erkennen, daß bei ungünstigen Windrichtungen der Hauptzug zum Erliegen kommt, während der Zug in größeren Höhen weiterhin ungestört verläuft (BRUDERER und STEIDINGER 1972).

Während die Vögel im Flachland und Mittelgebirge bei Gegen- oder Seitenwind in der Höhe ihren Zug in niedrigerer Flughöhe fortsetzen können, führt die blockierende Wirkung von Gebirgsketten meist zu einer Unterbrechung des Zuges, bei unterschiedlichen Windrichtungen bzw. Windstärken in verschiedenen Höhen auch zum Umkehrzug. Dementsprechend streuen die Zugrichtungen am stärksten bei Tiefdrucklagen und Gegenwind (HILGERLOH 1981).

Die Radarvogelzugbeobachtungen von München zeigen im Frühjahr und Herbst fast jede Nacht starken Vogelzug. Die unterschiedlichen Zugrichtungen verschiedener Vogelarten und der mögliche Wechsel der Flughöhen während einer Zugetappe (BRUDERER 1977) erschweren jedoch die Korrelation mit meteorologischen Parametern. Für den großräumigen Zug haben sich jedoch die Kriterien des Punktwertverfahrens bestätigt.

Literatur

BECKER, J.: Vogelzug und Wetter. Promet 9 (1979) Nr. 2/3, S. 59-62

BRUDERER, B.: Zur Witterungsabhängigkeit des Herbstzuges im Jura. Orn. Beob. 64 (1967) Nr. 2/3, S. 57-90

BRUDERER, B.: Beitrag der Radar-Ornithologie zu Fragen der Orientierung, der Zugphysiologie und der Umweltabhängigkeit des Vogelzuges. Vogelwarte 29 (1977), Sonderheft, S. 83-91

BRUDERER, B.; STEIDINGER, P.: Methods of quantitative and qualitative analysis of bird migration with a tracking radar. In: Animal Orientation and Navigation. NASA SP - 262, Washington (1972), S. 151-167

DORKA, V.: Das jahres- und tageszeitliche Zugmuster von Kurz- und Langstreckenziehern nach Beobachtungen auf den Alpenpässen Cou/Bretolet (Wallis). Orn. Beob. 63 (1966), S. 165-223

EASTWOOD, E.: Radar Ornithology. London: Methuen 1967

GEHRING, W.; Radar- und Feldbeobachtungen über den Verlauf des Vogelzuges im Schweizerischen Mittelland: Der Tagzug im Herbst (1957-1961). Orn. Beob. 60 (1963), S. 35-68

HILGERLOH, G.: Die Wetterabhängigkeit von Zugintensität, Zughöhe und Richtungsstreuung bei tagziehenden Vögeln im Schweizerischen Mittelland. Orn. Beob. 78 (1981), S. 245-263

RYCHNER, A.; IMBODEN, C.: Herbstzugbeobachtungen auf dem Hahnenmoospass. Orn. Beob. 62 (1965), S. 77-112

SCHÜZ, E.: Grundriß der Vogelzugskunde. 2. Aufl. Berlin und Hamburg: P. Parey 1971

STEIDINGER, P.: Radarbeobachtungen über die Richtungen und deren Streuung beim nächtlichen Vogelzug im Schweizerischen Mittelland. Orn. Beob. 65 (1968), S. 197-226

ÜBER DIE NOTWENDIGKEIT EINER SONDENSTATION IN LINZ FÜR DEN ALPENRAUM

Kurt Zimmermann
Zentralanstalt für Meteorologie, Wien

1 EINLEITUNG

Während der ALPEX - SOP (März u.April 1982) wurden in Österreich zusätzlich zu Wien Radiosondenaufstiege durchgeführt, und zwar in Graz und Schwaz/Tirol um 6 u.18 Uhr GMT, sowie in Linz nur um 6 Uhr.

Aus Kostengründen wurde in Linz nur einmal täglich sondiert, da die Vermutung nahe lag, daß eine Interpolation zwischen München und Wien die Linzer Sonde weitgehend ersetzen kann. Mit dem bisher vorliegenden Datenmaterial von ALPEX wurde eine einfache Untersuchung dieser Vermutung durchgeführt.

2 METHODE

Als Vergleichsdaten wurden die Höhen und Temperaturen der Hauptdruckflächen 850, 700, 500 u.300mbar herangezogen, und eine lineare Interpolation entsprechend der Stationsabstände vorgenommen, die Einzelabweichungen, Mittelwerte und Standardabweichungen ermittelt und analysiert.

Mit Hilfe des U-Testes wurden alle Wertemengen der drei Stationen gegenseitig verglichen, um sicherzustellen, daß es sich um die gleiche Grundgesamtheit handelt.

3 ERGEBNISSE

Die Abweichungen der interpolierten Werte von jenen in Linz gemessenen zeigen,bis auf einige Ausnahmen, Werte, die im Rahmen der Sondengenauigkeit liegen. Insgesamt kann man vier Ausnahmefälle feststellen, die klarerweise mit speziellen Wetterlagen zusammenhängen.

Diese waren in drei Fällen ein scharfer Trog in diesem Gebiet, und einmal eine Tiefverlagerung.

In der folgenden Tabelle werden die Mittelwerte und Standardabweichungen der Differenzen zwischen interpolierten und gemessenen Werten von Höhe und Temperatur angegeben :

Für alle Fälle :

mbar	ΔH m	σ_H m	Δt K	σ_t K
850	3,7	5,8	-0,13	0,96
700	6,4	10,6	0,2	1,08
500	4,5	19,7	-0,59	1,22
300	-3,5	22,4	-0,67	1,06

Ohne die 4 Ausnahmen :

850	3,2	4,2	-0,01	0,94
700	4,8	5,0	0,33	1,01
500	5,0	19,7	-0,53	1,11
300	-2,2	21,2	-0,57	1,04

Der U - Test bestätigte , daß alle Werte der drei stationen vergleichbar sind.

4 FOLGERUNGEN

Der Betrieb einer Radiosondenstation in Linz erscheint, abgesehen von Erfassung lokaler Effekte in der untersten Troposphäre, wie Inversionen etc., sinnvoll,wenn spezielle Wetterlagen zu erwarten sind. D.h. ein regelmäßiger Betrieb ist für die Analyse in rund 90 % der Fälle nicht notwendig.

Die Linzer Sonde könnte mit prognosengesteuertem Einsatz wirtschaftlich und meteorologisch wertvoller, weil dann eventuell häufiger pro Tag, betrieben werden.

REGIONALE UND MESOSKALIGE PROZESSE IM ALPENBEREICH

Helmut Pichler
Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck

Mesoskalige Prozesse in der Atmosphäre sind zwischen den großräumigen und kleinräumigen Prozessen eingebettet. Sie stehen in steter Wechselwirkung zu beiden Vorgängen. Zur Erfassung der mesoskaligen Vorgänge bedient man sich einerseits einer umfassenden Statistik, andererseits auch eingehender Fallstudien. Beide Methoden liefern einen Einblick in den Ablauf mesoskaliger Phänomene und sind gleichzeitig geeignet, den mesoskaligen numerischen Modellen eine Orientierungshilfe zu geben.

1 Statistik des Windfeldes

Den Einfluß, den die Alpen auf das Windfeld in der Atmosphäre ausüben, haben an Hand von Radiosondenaufstiegen an den Stationen, die den Alpenraum umschließen - das sind im einzelnen Nîmes, Lyon, Payerne, Stuttgart, München, Wien, Budapest, Udine und Mailand - während des IGY in einer Reihe von Arbeiten K. Cehak, H. Pichler und H. Reuter (siehe z.B. 1967 und 1968) untersucht. Als orographisch unbeeinflußte Vergleichsstation wurde Paris ausgewählt. Diese Windstatistik zeigt, daß sich die häufigst vorkommenden Windrichtungen, wie zu erwarten, in den unteren Niveaus (850 mbar- und 700 mbar-Niveau) dem Alpenbogen ziemlich anpassen. Ein derartiger orographischer Einfluß ist aber in den oberen Niveaus (500 mbar- und 300 mbar-Niveau) nicht mehr zu erkennen.

Einen tieferen Einblick in die mesoskaligen Windverhältnisse im Alpenbereich liefern jedoch Vergleiche von Windhäufigkeiten an den einzelnen Stationen untereinander. Gleichzeitigkeitsauszählungen von Windrichtungen an Stationspaaren führen zu sogenannten "Windmatrizen". Treten hiebei nur Werte in der Hauptdiagonale einer derartigen Matrix auf, so sind die Windverteilungen an beiden Stationen identisch. Der Vergleich Stuttgart - München im 300 mbar-Niveau kommt diesem Idealfall sehr nahe. Die Spur der Matrix gibt die Anzahl (oder den Promilleanteil) von gleichen Windrichtungen an, die gleichzeitig an beiden Stationen vorkommen. Matrixelemente die oberhalb bzw. unterhalb der Hauptdiagonale liegen, zeigen die unterschiedlichen Windverhältnisse an einem Stationspaar an. In den bereits erwähnten Arbeiten wurden für die zehn ausgewählten Stationen entsprechend einer 8-teiligen Windrichtungsskala 180 Windmatrizen (45 pro Hauptisobarenfläche) angegeben: Nîmes - Lyon, Nîmes - Payerne, Nîmes - Stuttgart usf. Diese Windmatrizen liefern einen interessanten Einblick in die Windverhältnisse im Alpenraum. Beispielhaft seien zwei davon angeführt: Stuttart - Mailand, bezogen auf das 850 mbar- bzw. 300 mbar-Niveau.

STUTTGART MAILAND 850 MB

MAILAND

STUTTGART	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	C	ALLE
NE	10	14	8	2	4	5	6	14	1	64
E	23	74	10	4	7	9	10	23	1	161
SE	3	26	12	4	6	4	5	6	1	67
S	5	17	15	15	8	8	1	8	0	77
SW	5	16	18	35	25	20	6	13	1	139
W	16	24	21	43	59	70	43	46	1	323
NW	12	8	5	3	5	16	20	24	0	93
N	8	11	3	3	6	7	9	19	1	67
C	1	1	1	0	1	2	1	2	0	9
ALLE	83	191	93	109	121	141	101	155	6	1000

Tab.1: Windmatrix 850 mbar

STUTTGART MAILAND 300 MB

STUTTGART \ MAILAND	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	C	ALLE
NE	23	11	1	2	2	3	5	9	0	56
E	10	22	3	3	5	8	2	4	0	57
SE	0	8	9	9	5	4	2	2	0	39
S	0	5	15	31	24	12	3	2	0	92
SW	2	6	5	29	81	55	8	2	0	188
W	3	3	4	8	36	167	36	9	0	266
NW	5	2	1	2	5	37	87	38	0	177
N	24	9	0	1	4	10	22	54	0	124
C	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1
ALLE	67	66	38	85	162	296	166	120	0	1000

Tab.2:Windmatrix 300 mbar.

Zunächst fällt sofort auf, daß in beiden Niveaus bei Westwind in Mailand auch in Stuttgart am häufigsten der Westwind vorkommt. Dabei nimmt die Häufigkeit mit der Höhe zu. Diese umkehrbare Zuordnung ist jedoch bei den anderen Windrichtungen im 850 mbar-Niveau (mit Ausnahme des E-Windes) nicht mehr gegeben, wohl aber im 300 mbar-Niveau (mit Ausnahme des SE-Windes).

Eine weitere statistische Studie über die Windverhältnisse im Alpenraum publizierte in jüngster Zeit K.P. Hoinka (1980). Er untersuchte den mittleren Windvektor an den Stationen in Payerne, Stuttgart, München, Wien, Udine und Mailand im 850 mbar- und 500 mbar-Niveau bei starkem Föhn bzw. föhnlosen Tagen in Innsbruck. Dieser Vektor weist bei Föhn im 850 mbar-Niveau in München und Wien nach Norden (= Südwind), in Stuttgart, Payerne und Udine nach Nordosten und in Mailand nach Nordwesten. Im 500 mbar-Niveau weist der mittlere Windvektor nach Nordosten, dabei nimmt seine Stärke mit der Höhe zu (mit Ausnahme über Wien). Bei föhnlosen Tagen weist der mittlere Windvektor an den angeführten Stationen in beiden Niveaus in östliche Richtungen (mit Ausnahme von Udine im 850 mbar-Niveau).

2 Fallstudien

Die mesoskalige Strömungskonfiguration im Bereich der Alpen wurde bereits frühzeitig von Luise Lammert (1920) untersucht. Auf Grund von sorgfältigen Analysen von 13 Föhnfällen konnte sie ein mittleres Stromlinienbild im Bodenniveau bei Südföhn angeben, das recht deutlich mesoskalige Effekte hervorhebt, wie Sattelpunkte, Konvergenz- und Divergenzlinien. Eine Konvergenzlinie läuft entlang der Poebene, eine Divergenzlinie entlang des Südhanges der Alpen.

Die ersten mesoskaligen numerischen Analysen des Druckfeldes im Alpenbereich (unter Einschluß der Bergstationen) stammen von G. Ragette (1967). Weitere Untersuchungen über die mesoskaligen Strukturen in der Atmosphäre im Alpenbereich rühren von H. Pümpel (1978) her. Es wurden unter Einschluß der Bergstationen Analysen auf isentropen Flächen für verschiedene Wetterlagen erstellt. Dabei konnte recht deutlich der Unterschied zwischen einem Über- bzw. Umfließen des Alpenraumes durch Kaltluft aus Nordwesten demonstriert werden: der letztere Fall führte zur Ausbildung eines Kaltlufttropfens im Mittelmeer. Ein weiteres wichtiges Ergebnis dieser Arbeit ist die Analyse eines "Totluftkörpers" in der Poebene bei Südföhn in den Nordalpen. Dadurch wird die Ansicht (siehe auch R. Steinacker, 1981), daß die "Föhnluft" nicht erst in der Poebene, sondern bereits südlich der Apenninen oder im Adriaraum zum Aufsteigen gezwungen wird, bestärkt.

Die jüngsten sehr sorgfältig durchgeführten Analysen über die mesoskalige Struktur des Wind - Druck - und Temperaturfeldes im Bereich der Alpen stammen von R. Steinacker (1981). Mit Hilfe der Aufbaumethode gelang es R. Steinacker, mesoskalige Strukturen der Isohypsen auf den Hauptisobarenflächen herauszuarbeiten. Um zu derartigen Strukturen zu gelangen, ist es außerdem notwendig, Korrekturen an den Druckbeobachtungen auf den Bergstationen anzubringen und eine etwaige Zeitverschiebung bei den Radiosondenaufstiegen zu berücksichtigen. In der Abb.1 ist eine Analyse der 700 mbar-Topographie ohne die Anbringung der entsprechenden Korrektur dargestellt.

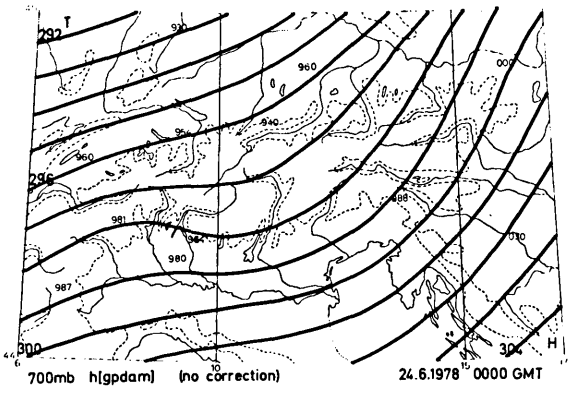


Abb.1: 700 mbar Analyse (ohne Korrektur) (nach R. Steinacker, 1981)

Die selbe Topographie mit den entsprechenden Korrekturen versehen (unter Verwendung der Aufbaumethode) ist in Abb.2 wiedergegeben.

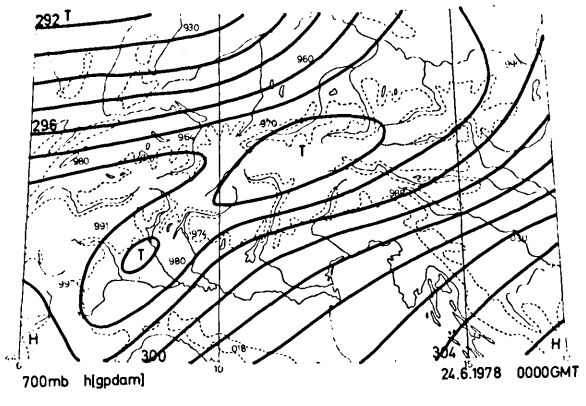


Abb.2: 700 mbar Analyse (mit Korrektur) (nach R. Steinacker, 1981)

Zum Unterschied zur Abb.1 kommen hier die mesoskaligen Strukturen in der 700 mbar-Fläche klar zum Vorschein: Ein mesoskaliger Trog (in Verbindung mit einer Kaltfront, siehe Abb.3), der vom Donauraum über den Alpenhauptkamm bis zur Poebene reicht. Ähnliche Strukturen sind auch im 850 mbar- und 1000 mbar-Niveau zu finden.

Kaltfronten, die den Alpenraum überqueren, werden starken Deformationen unterworfen (R. Steinacker, 1981). Die Isochronen (Abb.3) einer derartigen Front zeigen recht deutlich die orographisch bedingten Störungen auf.

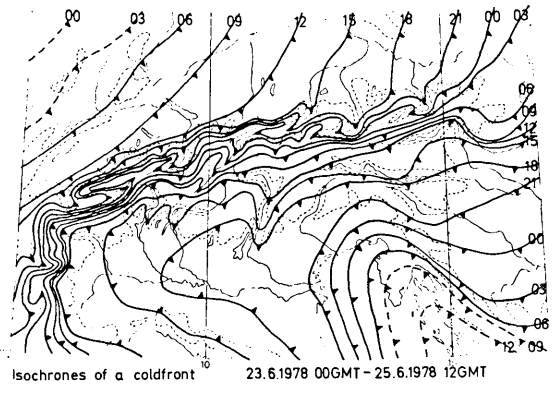


Abb.3: Kaltfrontisochronen im Alpenraum (nach R. Steinacker, 1981).

Bei einem Kaltluftvorstoß aus Westen kann es mitunter zu starken Verzögerungen zwischen dem Frontdurchgang im Alpenvorland und in den Alpentälern kommen. Aus Abb.3 geht z.B. hervor, daß eine aus Westen kommende Kaltfront das oberste Inntal und Wien fast gleichzeitig erreicht. Ähnliche Verzögerungen treten auch im Rhonetal auf. Das zur Kaltfrontisochrone vom 24.6.1978 18 GMT dazugehörige Stromlinienbild ist für Bereiche unterhalb 750 m Seehöhe in Abb.4 dargestellt. Die antizyklonale Umströmung des Alpenbogens ist unverkennbar. Bei Kaltlufteinbrüchen aus Nordwesten erfolgt die Alpenüberquerung rascher.

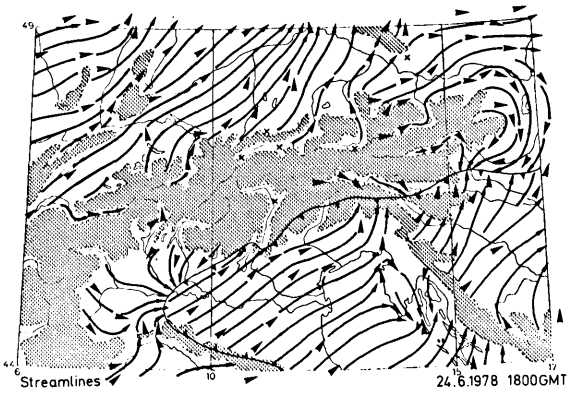


Abb.4: Stromlinienanalyse bei Kaltforntdurchgang im Alpenraum (nach R. Steinacker, 1981)

Ein weiterer mesoskaliger Effekt darf nicht unerwähnt bleiben: Warmfrontwellen aus Nordwesten. Sie können mitunter im Nordalpenbereich zu Starkniederschlägen führen.

Auf die mannigfachen Fallstudien bei Föhn kann in diesem Rahmen nur kurz eingegangen werden. Bei Südföhn im Innsbrucker Raum müssen zwei Fälle unterschieden werden.

a) Hochreichender (klassischer) Föhn:

Eine derartige Situation zeichnet sich durch eine hochreichende Südwestströmung verbunden mit einem "Föhnkeil" am Boden aus. Dabei kommt es zu den bekannten typischen Föhnerscheinungen: Leewellenbildung, lentikulare Wolkenformen, Föhnmauer, Rotorbildung und hohe Windgeschwindigkeiten, die vielfach (abhängig von der Stabilität) bis zur Talsohle durchgreifen, Temperaturerhöhung mit Rückgang der Luftfeuchte im Inntal. Weiters muß festgehalten werden, daß zufolge des reichlich gegliederten Alpenmassivs der alpine Föhn als ein dreidimensionales Phänomen (Vergeiner,1975) aufzufassen ist.

Für einen hochreichenden Föhn (s.R.Steinacker, 1981) ist in Abb.5 eine typische Isentropenanalyse auf einer Fläche Θ = 297 K dargestellt. Das langsame Ansteigen der isentropen Fläche südlich der Alpen und der plötzliche Abfall nördlich des Alpenhauptkammes (ins Inntal) wird darin recht deutlich demonstriert. Dabei kommt es zu starken Beschleunigungen innerhalb der Föhnströmung. Die Abb.6 zeigt die äquivalent potentielle Temperaturverteilung an der Erdoberfläche. Die warme Föhnluft im Inntal und im nördlichen Alpenvorland ist deutlich von der kalten "Totluft" in der Poebene zu unterscheiden.

Weiters ist bei der Besprechung von mesoskaligen Phänomenen im Alpenraum noch die "föhnige Aufheiterung"[1] im bayrischen Alpenvorland

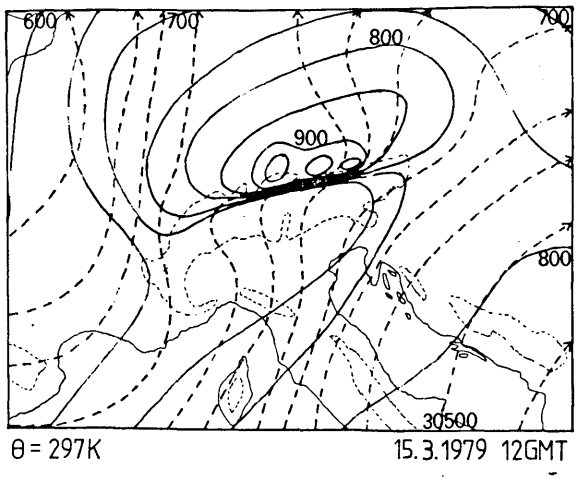


Abb.5: Isentropen Analyse auf einer Fläche Θ = 297 K bei Südföhn. Die ausgezogenen Linien geben Isobaren (Abstand 50 mbar), die strichlierten Linien geben Linien gleichen Montgomery Potentials in Einheiten M/g_o (Abstand 20 gpm) an (nach R. Steinacker, 1981).

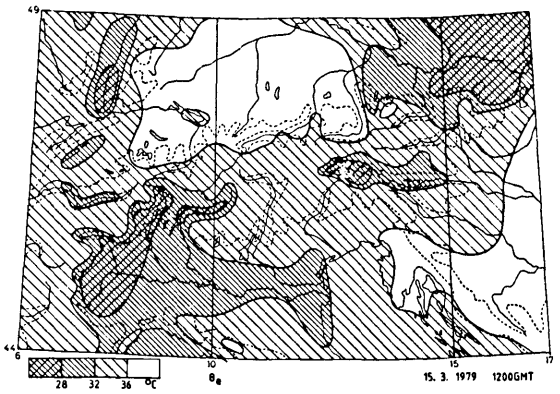


Abb.6: Analyse der äquivalent potentiellen Temperatur an der Erdoberfläche bei Südföhn (nach R. Steinacker, 1981)

bei einer südlichen bzw. südwestlichen Höhenströmung zu erwähnen. Diese Aufheiterung ist nicht streng gekoppelt mit einem Föhn im Inntal, sie kann auch auftreten, wenn im Inntal kein Föhn weht.

b) Flacher Föhn

Derartige Föhnsituationen sind noch nicht hinreichend genau untersucht. Es kann nämlich in Innsbruck auch zu starkem Föhn (turbulenter

1) Pers.Mitteilung von J.Egger und K.P.Hoinka

Wind mit hohen Windgeschwindigkeiten, Temperaturerhöhung mit Absinken der Luftfeuchtigkeit) kommen, wenn in der Höhe (etwa ab dem Alpenkauptkamm) keine Südwinde, sondern westliche Winde vorherrschen. Es handelt sich hiebei vermutlich um einen "Ausgleichswind" über die Brennersenke, die tief in den Alpenhauptkamm eingeschnitten ist.[1] Dieser Ausgleichswind, der sich in Innsbruck als Föhn manifestiert, tritt meist auf, wenn zwischen Bozen und München eine Druckdifferenz von mehr als 5 mbar beobachtet wird.[2] Genaue Untersuchungen stehen jedoch noch aus.

3 Theoretische Untersuchungen

Sieht man von den mesoskaligen Untersuchungen im Rahmen einer Zyklogenese im Golf von Genua ab, die in einem eigenen Vortrag abgehandelt werden, so liegen nur wenige theoretische Untersuchungen im mesoskaligen Bereich der Alpen (100 - 1000 km) vor.

Am weitesten fortgeschritten ist hingegen die Theorie von zweidimensionalen Leewellen, die dem kleinräumigen Skalenbereich (λ < 100 km) zuzuordnen sind. Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse dieser Untersuchungen findet man bei P. Queney (1960 bzw. 1973) und bei R.B.Smith (1979). Auf die Theorie der Leewellen selbst kann in diesem Rahmen nicht eingegangen werden. Es sollen lediglich einige markante Eigenschaften dieser Wellen hervorgehoben werden. Wird ein Gebirge quer zu seiner Kammrichtung angeströmt, so können im Lee des Gebirges mannigfache Strömungsregime auftreten. Sie reichen von Wellenformationen bis zur "schießenden" Strömung. Im wesentlichen hängen diese Strömungsregime von der statischen Stabilität und der vertikalen Windscherung des Grundzustandes ab. Bei stabiler Schichtung können sich im Lee eines Gebirgszuges Schwerewellen ausbilden, die ein in der Vertikalen periodisches Strömungsbild aufweisen. Dabei kommt es auf der Leeseite zu einer Drängung der Stromlinien (Windverstärkung). Die Linien gleicher Phase sind stromaufwärts geneigt. Dies ist eine Folge des vom Gebirge weg nach oben gerichteten Flusses an Wellenenergie. Der Druck ist nämlich an der Leeseite geringer als im Luv, wodurch die Atmosphäre auf das Gebirge eine Schubspannung ("Drag") ausübt, die einen Energiefluß vertikal nach oben bewirkt. Nach den theoretischen Vorstellungen wird dann diese Energie in Niveaus, in denen die Windrichtung quer zum Gebirgskamm verschwindet ("kritische Niveaus") absorbiert.

Sind die unteren Schichten sehr stabil und/oder nimmt die Windstärke mit der Höhe stark zu (d.h. der Scorerparameter nimmt mit der Höhe ab), so können sich typische Lee- oder Föhnwellen ausbilden. Es handelt sich hiebei um Resonanzwellen. Der Energietransport finden in diesem Fall in der Horizontalen statt (= Trapped Waves).

Diese Theorie kann mit Erfolg in den Rocky Mountains angewendet werden, die im wesentlichen eine zweidimensionale Struktur aufweisen. Im Alpenbereich mit seiner starken Gliederung bringt die Anwendung der zweidimensionalen Leewellentheorie bereits Schwierigkeiten mit sich. Daher hat I. Vergeiner (1975 und 1976) versucht, ein linearisiertes dreidimensionales Leewellenmodell zu entwickeln. Dabei betrug die horizontale Gitterdistanz 2,5 km, die vertikale 250 m. Dieses Modell wurde auf den Raum Wipptal - Stubaital - Inntal angewandt. Es reagiert äußerst sensibel auf die Stabilität und die vertikale Windscherung bzw. Drehung. Dadurch erhält man eine überaus große Vielfalt von "Strömungsmustern". Ein derartiges Muster ist in Abb.7 dargestellt. Die Anströmungsrichtung dreht dabei von SE auf SW (siehe I. Vergeiner, 1978). Die wellenförmige Struktur der Gebiete mit den Auf- bzw. Abwinden sind klar zu erkennen. Es handelt sich hiebei um eine Überlagerung von freien mit orographisch erzwungenen Schwerewellen.

---

1) Pers. Mitteilung von I. Vergeiner

2) Pers. Mitteilung von R. Steinacker

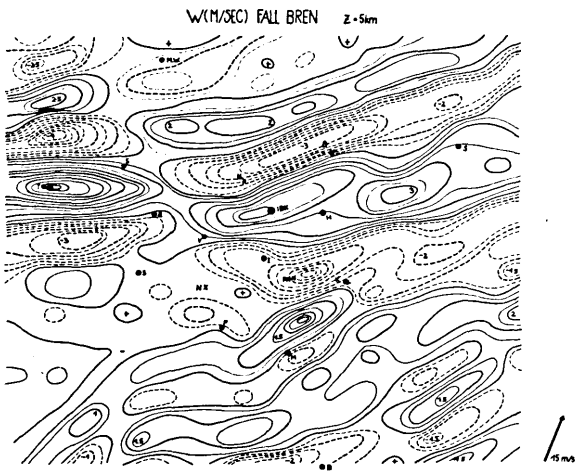


Abb.7:"Leewellenmuster" im Raum Wipptal - Stubaital - Inntal. Vertikalbewegung in m/s. Rel.Höhe 5 km (n.I.Vergeiner, 1978)

Wird der Grundzustand leicht geändert, so gelangt man bereits zu einem anderen Strömungsmuster. Eine Erfahrung, die auch die Segelflieger immer wieder machen: Kein Föhn gleicht genau dem anderen.

Dieses linearisierte Modell kann auch auf den gesamten Alpenbogen (unter Einschluß der Erdrotation) mit einer horizontalen Maschenweite von 40 km Anwendung finden (siehe I. Vergeiner, 1978). Dadurch können mesoskalige Effekte bei einer Alpenüberströmung simuliert werden. Es zeigt sich dabei, daß die Erddrehung einen dämpfenden Einfluß ausübt. Eine Stromlinienanalyse an der Erdoberfläche, die aus derartigen Modellrechnungen gewonnen wurde, ist in der Abb.8 dargestellt. Die Windrichtung mit konstanter Windgeschwindigkeit von 5 m/s wurde aus SSW angenommen.Die mesoskalige Struktur des Stromlinienbildes (eine Divergenzlinie am Südhang der Alpen und eine Konvergenzlinie am Nordabhang und in der Poebene) kommen hiebei klar zur Vorschein. Eine deutliche Ähnlichkeit mit dem von L. Lammert (1920) analysierten Stromlinienbild ist unverkennbar.

Staueffekte und die Verstärkung von Vertikalgeschwindigkeiten zufolge des orographischen Einflußes der Alpen wurden mit Hilfe eines 6-Schichtenmodells von M. Capaldo und C.Finizio (1978) untersucht.

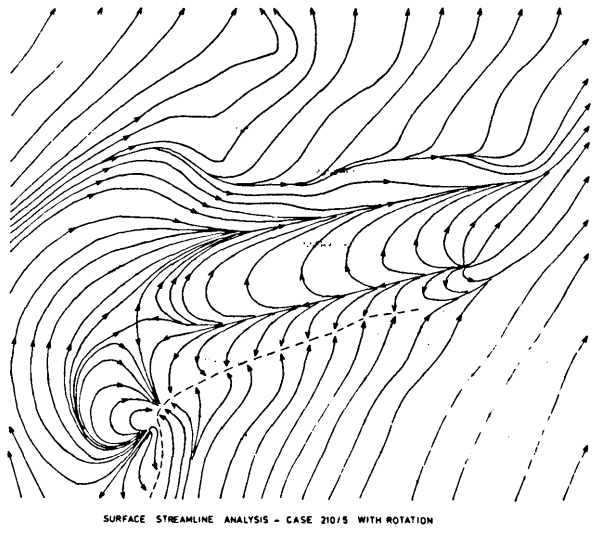


Abb.8:Mesoskaliges Stromlinienbild an der Erdoberfläche im Alpenbereich bei einer Anströmung aus SSW (n.I.Vergeiner, 1978).

4 Allgemeine Bermerkungen

Mesoskalige Effekte im Zusammenhang mit einer Zyklonenbildung im Golf von Genua wurden bewußt nicht angeschnitten, da sie in einem eigenen Vortrag abgehandelt werden. Eine umfassende Dokumentation mesoskaliger und kleinräumiger Prozesse im Alpenbereich findet man in GARP - ALPEX No.1, WMO (1982).

Literatur

Capaldo,M; Finizio,C: Numerical Simulation of the Influence of the Alps on Atmospheric Perturbations. ITAM 1976. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien, Publ.Nr. 228, p.64/1-9, 1978

Cehak, K.; Pichler, H.: Beschreibung des Stromfeldes im Alpenbereich mittels Windmatrizen. Arch. Met. Geophys. Biokl. S.A, 17, 61-77 (1968)

Hoinka, K.P.: Synoptic Scale Atmospheric Features and Foehn. Beiträge Phys. Atm. 53, 486-508 (1980)

Lammert, L.: Der mittlere Zustand der Atmosphäre bei Südföhn. Veröff.Geophys.Inst.Univ. Leipzig, 2.Bd. Heft 7, 2.Serie,p.261, 1920

Pümpel, H.: Analyse der atmosphärischen Struktur über dem Alpenraum auf isentropen Flächen Diss.Phil.Fak. Univ. Innsbruck, 1978

Queney, P. et al.: The Airflow over Mountains WMO Techn.Note No.34, 1960

Queney, P.: Transfer and Dissipation of Energy by Mountain Waves. Dynamical Meteorology, ed. P. Morel, p.513, 1973

Ragette, G.: Zur numerischen Analyse der Höhenverteilung isobarer Flächen im Alpenraum. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1967

Reuter, H.; Cehak, K.; Pichler, H.: Häufigkeitsmatrizen der Höhenwindrichtungen auf isobaren Flächen für Stationspaare im Alpengebiet. FR-Projekt "Alpenwetter", Nr.8, Lehrkanzel f. Theoret. Met. Univ. Wien, 1967

Smith, R.B.: The Influence of Mountains on the Atmosphere. Ad. in Geophysics, Vol.21, p.87, 1979

Steinacker, R.: Analysis of the Temperature and Wind Field in the Alpine Region. Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 17, 51 - 62, 1981

Vergeiner, I.: A Numerical Modell of Three-Dimensional, Mountain-Induced Gravity Wave Flow. ITAM 1974, Riv.Ital.Geofis. 1, 15-31 1975

Vergeiner, I.: Föhn und Leewellenströmung in einem dreidimensionalen numerischen Modell. Ber. nat. med. Ver. Innsbruck 63, 11-56,1976

Vergeiner, I.: Foehn Flow in the Alps - Three Dimensional Numerical Simulations on the Small- and Meso-Scale. ITAM 1976, Zentralanstalt für Met. u. Geodyn. Wien, Publ. Nr. 228, p.63/1 - 37, 1978

WMO: ALPEX Experiment Design. GARP-ALPEX No.1, Genf 1982

MERKUR - EIN MESOSKALIGES UNTERPROGRAMM VON ALPEX

H. Semmler, C. Freytag, B. Hennemuth
Meteorologisches Institut der Universität München
Theresienstr. 37
8000 München 2

Zusammenfassung: Das mesoskalige Experiment MERKUR ist ein deutscher Beitrag zum Alpinen Experiment (ALPEX). MERKUR fand vom 23.3.82 bis zum 4.4.82 im Unterinntal und dem angrenzenden Alpenvorland statt. Während drei Intensivmeßphasen wurden thermische Windsysteme und ein Föhnfall untersucht.

Abstract: The mesoscale experiment MERKUR is a German contribution to the Alpine Experiment (ALPEX). MERKUR took place from 23.3.82 to 4.4.82 in the lower Inn valley and the adjacent foreland. Durig three intensive observing periods thermal circulations and a situation with shallow foehn have been investigated.

1 Einleitung

Während ALPEX sollte der Einfluß des Gebirges als Hindernis und als hochgelegene Energieumsatzfläche in allen Skalenbereichen untersucht werden (ICSU 1982, S. 2). Im mesoskaligen Bereich war das mesoskalige Experiment im Raum Kufstein/Rosenheim (MERKUR), das vom Meteorologischen Institut der Universität München koordiniert wurde, einer der deutschen Beiträge zu ALPEX. Im einzelnen wurden als Meßschwerpunkte definiert:

(1) Wechselwirkung Gebirge-Vorland bei Überströmung, z.B. bei Föhn
(2) Tagesperiodische Windsysteme
(3) Ausbreitung von Schadstoffen bei den Situationen (1) und (2)

2 Aufbau und Ablauf von MERKUR

2.1 Versuchsgebiet und räumliche Verteilung der Meßeinrichtungen

Als Experimentiergebiet wurde das Inntal im Verlauf Innsbruck-Kufstein und das Alpenvorland in der Verlängerung des Inntals bis Landshut gewählt. Die räumliche Erstreckung von ca. 100 km mal 50 km in der Horizontalen und 5 km in der Vertikalen entsprechen der mesoskaligen Größenordnung der zu untersuchenden Phänomene.

Bei MERKUR gelang es durch die Teilnahme von fast 20 Hochschulinstituten, meteorologischen Diensten und anderen meteorologischen Institutionen, ein dem Problem angepaßtes Meßnetz aufzubauen.

Entlang des Inntales von Innsbruck bis St. Wolfgang konnte bei einem mittleren Abstand von etwa 20 km eine Kette von Sondierungsstationen (Radio- und Fesselsonden, Pilotballone und ein VHF-Radar) eingerichtet werden.

Um auch Aussagen über die Struktur der Strömung abseits dieser Hauptachse machen zu können, wurden bei Radfeld und auf der Höhe von Rosenheim auch Messungen quer zum Tal durchgeführt. Außerhalb des Inntales, bei Steinberg am Rofan, wurde eine zusätzliche Radiosondenstation als Referenzstation für die nicht durch das Inntal beeinflußte Strömung betrieben. Die Sondierungen wurden durch vier Meßflugzeuge (zwei Motorsegler, eine Do 28 und eine Partenavia) ergänzt. Am Boden wurde der MERKUR-Datensatz durch zahlreiche Klima- und Energiebilanzstationen abgerundet.

Das Grundflugmuster und die genaue örtliche Verteilung der Meßeinrichtungen ist in Abbildung 1 dargestellt.

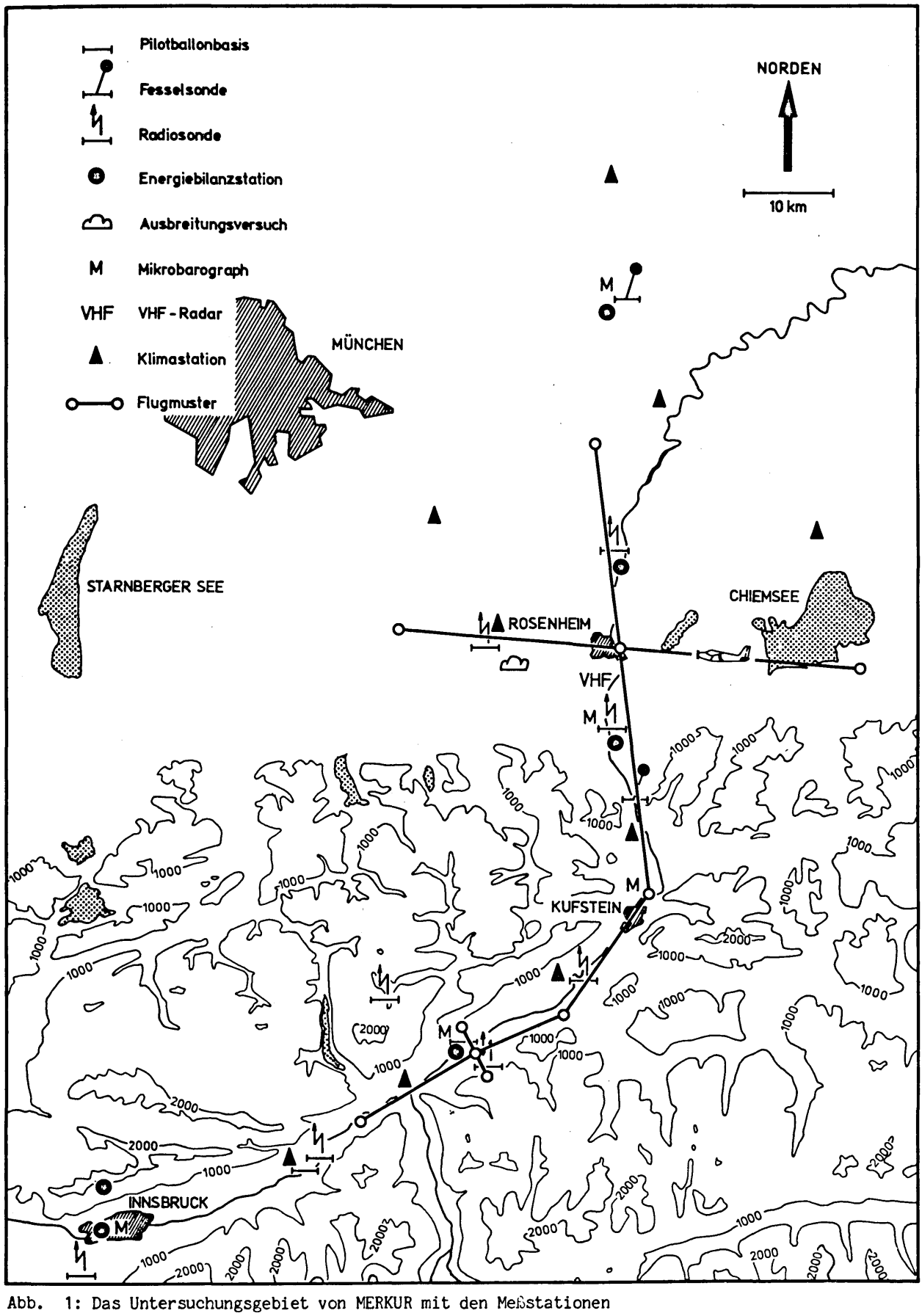


Abb. 1: Das Untersuchungsgebiet von MERKUR mit den Meßstationen

2.2 Zeitlicher Ablauf von MERKUR

Die Hintergrundmessungen (Klimastationen, Bodenwindregistrierungen, Mikrobarographen) waren während der ganzen ALPEX-SOP, also vom 1.3.82 bis zum 30.4.82, in Betrieb. Die Sondierungsstationen und die Flugzeuge standen vom 23.4.82 bis zum 4.4.82 für 13 Tage in Bereitschaft. Wie geplant wurden drei Intensivmeßphasen durchgeführt.

Bei der ersten Intensivmeßphase vom 25.3. 3.00 GMT bis zum 26.3. um 12.00 GMT lag das MERKUR-Gebiet am Südrand einer langgestreckten Hochdruckzone mit Zentrum über dem Kanal. Diese Schönwetterlage führte zur Ausbildung von thermischen Zirkulationen im Inntal. Mit einem Meßprogramm, das eine Verdichtung der Sondierungen zu den Umstellungszeiten vorsah, konnte ein 33 stündiger Zyklus von Berg- und Talwinden vermessen werden. Da sich die Anströmung im Verlauf der Intensivmeßphase nicht änderte, wurde an beiden Tagen die gleiche Entwicklung der Strömung beobachtet. Nachts füllt der Bergwind das ganze Tal und reicht weit in das Rosenheimer Becken. Am frühen Nachmittag wurde nur im Inntal ein schwacher Talwind registriert. Im Vorland herrschte die durch die Überströmung aufgeprägte Windrichtung.

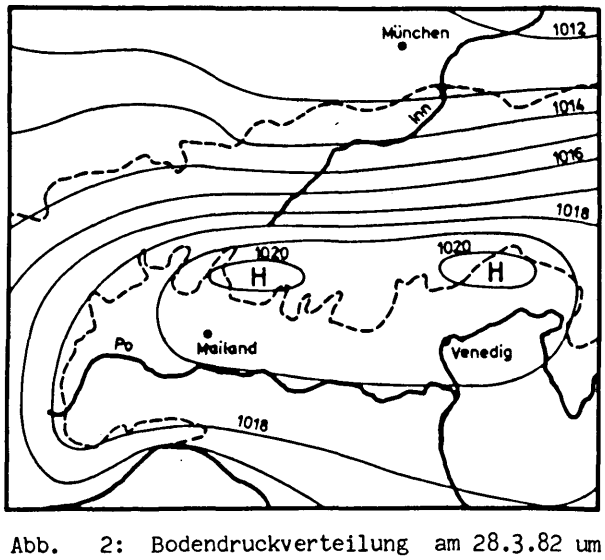


Abb. 2: Bodendruckverteilung am 28.3.82 um 6.00 GMT

Während der zweiten Intensivmeßphase vom 27.3. 18.30 GMT bis zum 28.3. 18.45 GMT herrschte die in Abbildung 2 dargestellte Bodendruckverteilung. Mit dem Meßprogramm 3, Sondierungen im kürzesten technisch möglichen zeitlichen Abstand, wurde der Auf- und Abbau einer Föhnströmung im Inntal untersucht. Der Föhn, der sein Maximum gegen 3.00 GMT erreichte, konnte sich nicht wesentlich über die Kammhöhe hinaus durchsetzen.

Die dritte Intensivmeßphase, die vom 1.4. 20.00 GMT bis zum 3.4. 2.00 GMT dauerte, war auf das Ende einer Hochdrucklage durch Frontannäherung gelegt. Es wurde am 2.4.82 wieder ein Berg- Talwindsystem vermessen, das jedoch erheblich schwächer ausgeprägt war als während der ersten Intensivmeßphase. Gegen Ende der Intensivmeßphase überquerte die Front das Versuchsgebiet, und einige Stationen mußten die Messungen wegen Niederschlags vorzeitig einstellen.

3 Aufbereitung der Meßdaten

Die bei MERKUR gewonnenen Daten werden am Meteorologischen Institut der Universität München zu einer Datenbank zusammengefaßt, die ab Anfang 1983 zur Verfügung stehen soll.

4 Literatur

ICSU : ALPEX. Experiment design. Genf 1982

Das Experiment wurde finanziell durch die DFG unterstützt.

Zeichnungen: H. Wendt

NUMERISCHE SIMULATIONEN ZUR ÜBER- UND DURCHSTRÖMUNG DES INNTALS IM BEREICH DER SÜDLICHEN MERKUR-TRAVERSE

G. Groß

Technische Hochschule Darmstadt, Inst. für Meteorologie

Mit Hilfe der zweidimensionalen Version eines nicht-hydrostatischen mesoskaligen Simulationsmodells wird die Strömung über bzw. durch das Inntal im Bereich der südlichen MERKUR-Traverse untersucht. Dabei vermag das Modell Phänomene zu simulieren, die von den Beobachtungen her erwartet werden wie z.B. Leewellen oder auch eine deutlich erkennbare Kanalisierung.

Neben solchen dynamisch bedingten Veränderungen der Grundströmung werden auch thermische Sekundärzirkulationen simuliert. Als Beispiel hierfür kann man den nächtlichen Kaltluftabfluß von den Hängen anführen.

1. DAS MODELL

Das numerische Simulationsmodell FITNAH beschreibt die zu simulierenden Prozesse durch ein System von gekoppelten Differentialgleichungen für die Geschwindigkeitskomponenten u, v und w, die Druckstörung p', die potentielle Temperatur ϑ und die spezifische Feuchte s. Zur Aufstellung dieses Systems wurden verwendet die 3 Navier-Stokesschen Gleichungen, die Kontinuitätsgleichung für ein anelastisches Medium, der 1. Hauptsatz der Thermodynamik und eine Bilanzgleichung für den Wasserdampf.
Subskalige Prozesse werden mit Hilfe eines K-Ansatzes erfaßt.
Als untere Randbedingung für ϑ wird bei der Simulation des nächtlichen Hangabwindes eine Energiestrombilanz am Erdboden gelöst, ansonsten wird die potentielle Temperatur vorgegeben.
Eine genaue Herleitung der Modellgleichungen und eine vollständige Beschreibung der Randbedingungen findet man bei WALLBAUM (1981) und GROSS (1982).

2. ERGEBNISSE

Das Studium von mesoskaligen Prozessen soll an einer Topographie, wie sie etwa einem Schnitt von SSE nach NNW im Bereich der südlichen MERKUR-Traverse entspricht, erfolgen. Sie ist im unteren Teil der Abb.1 dargestellt.

2.1 DIE KANALISIERUNG

Anhand von langjährigen Beobachtungen kennt man den Effekt der Kanalisierung einer Strömung im Bereich von Tälern. Windrosen des Bodenwindes von dort angesiedelten Meßstationen zeigen eine markante Bevorzugung der Windrichtungen entlang der Talachse. Dieser Effekt ist besonders stark ausgeprägt bei stabil geschichteter Atmosphäre. Für die hier dargestellten Simulationsergebnisse wurde eine Schichtung von 0.35 K/100m gewählt; der aufgeprägte geostrophische Wind wehte im 1.Fall aus SSE und im 2.Fall aus SW jeweils mit einer Stärke von 5 m/s. Fall 1 entspricht einer Überströmung des Inntals, Fall 2 einer Durchströmung.
Im Folgenden sind die Resultate zusammengefaßt.

Die Abb.1 zeigt a. den Ablenkungswinkel zwischen Bodenwind (Wind in 15m) und geostrophischem Wind und b. die Geschwindigkeitsvektoren (u,v) in 15m Höhe über Grund für Fall 1. Deutlich kann man hier erkennen wie im Bereich des Tales die Strömung in Richtung der Talachse abgelenkt wird. Die Abb.2a und 2b, die die Komponenten der Geschwindigkeit in Richtung der Talachse (v) und senkrecht dazu (u) in Vertikalschnitten zeigen, lassen noch mehr Einzelheiten erkennen. Während v am linken, dem Einströmrand einen größten Wert von 1.5 m/s hat, werden im Tal selbst über 4.5 m/s

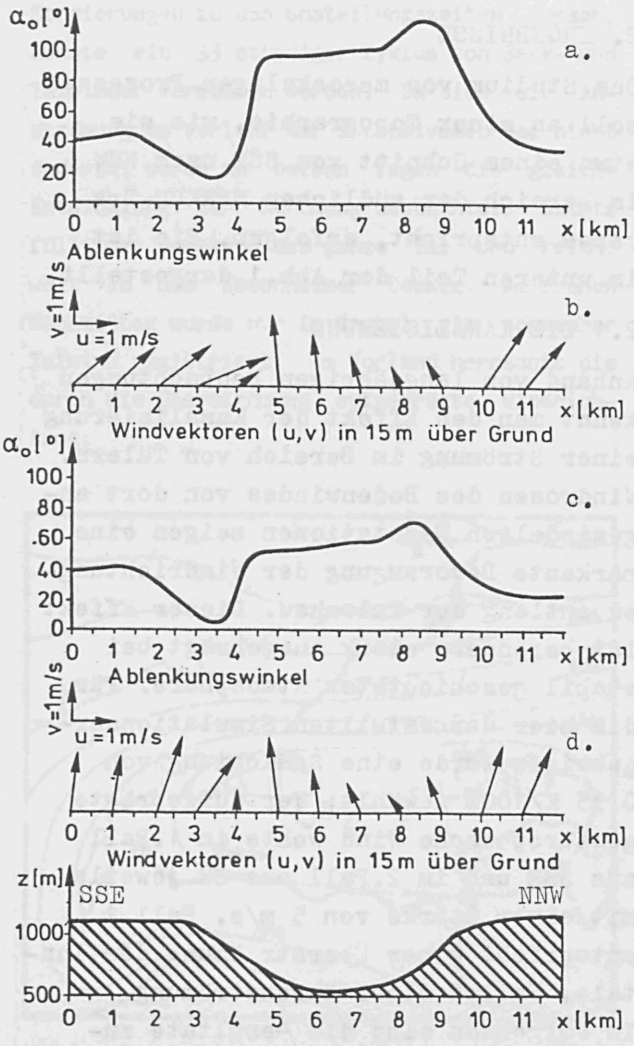


Abbildung 1

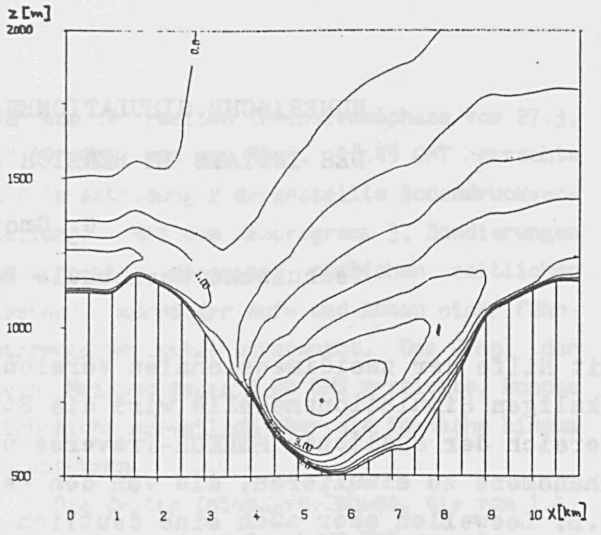


Abb.2a v-Komp. der Geschw. Fall 1

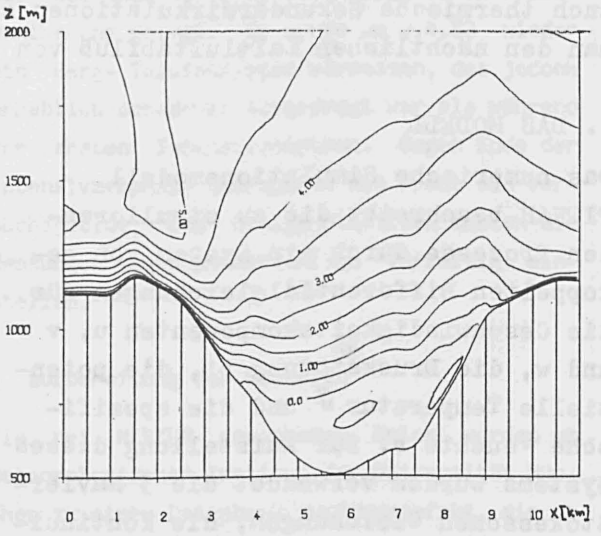


Abb.2b u-Komp. der Geschw. Fall 1

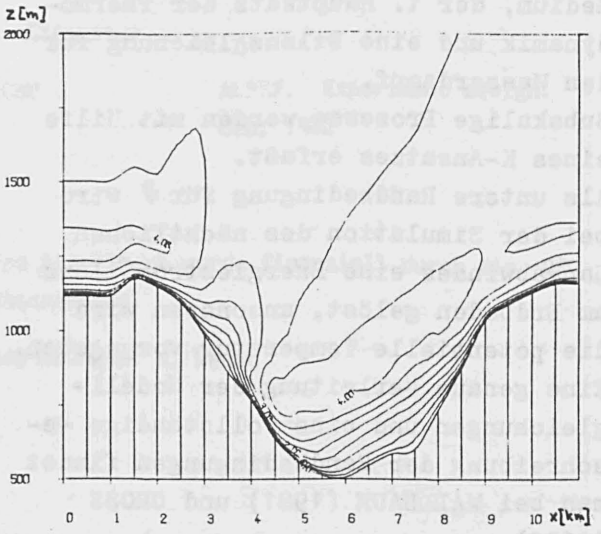


Abb.3a v-Komp. der Geschw. Fall 2

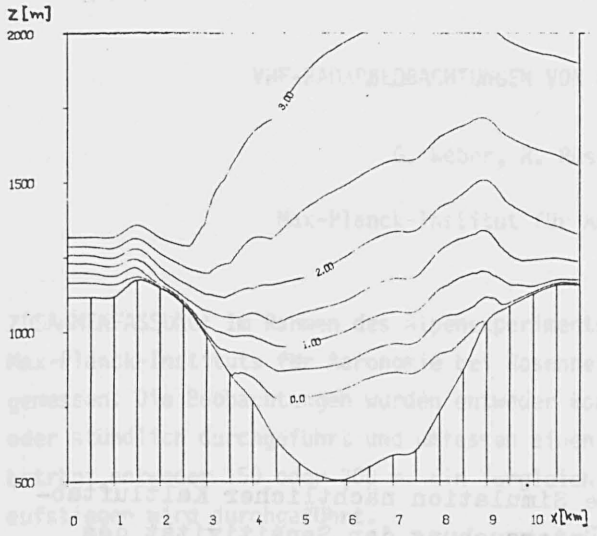


Abb.3b u-Komp. der Geschw. Fall 2

simuliert. Die Abbildungen 1c, 1d, 3a und 3b zeigen die entsprechenden Ergebnisse für Fall 2.

2.2. LEEWELLEN

Die Abbildung 4 zeigt das Feld der Vertikalgeschwindigkeit für den in 2.1 beschriebenen Fall 1. Im Bereich des NNW-Hanges ist die Wellenstruktur von w gut zu erkennen. Die simulierte Wellenlänge beträgt ca. 4 km.

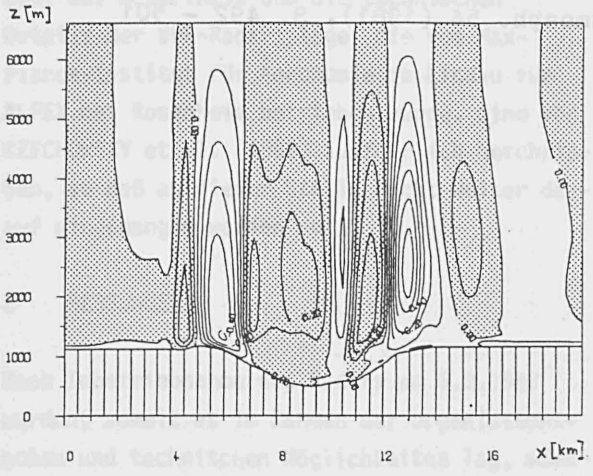


Abb.4 w-Komp. der Geschw. Fall 1

Die punktierte n Flächen kennzeichnen Aufwindgebiete.

2.3 DER NÄCHTLICHE KALTLUFTABFLUß

Der nächtliche Kaltluftabfluß ist ein sehr kleinräumiges Phänomen, das auf die untersten 100 - 200 m der hangnahen Atmosphäre beschränkt ist und besonders gut bei windschwachen Wetterlagen zu beobachten ist.
Bei dieser Simulation eines Herbsttages berechnet sich die Temperatur am Boden mit Hilfe der Energiestrombilanz.
Gezeigt werden die Ergebnisse nach 4 Stunden Real-Zeit, was etwa 22 Uhr entspricht. In der Darstellung für die hangparallele Geschwindigkeitskomponente (Abb.5) erkennt man einen

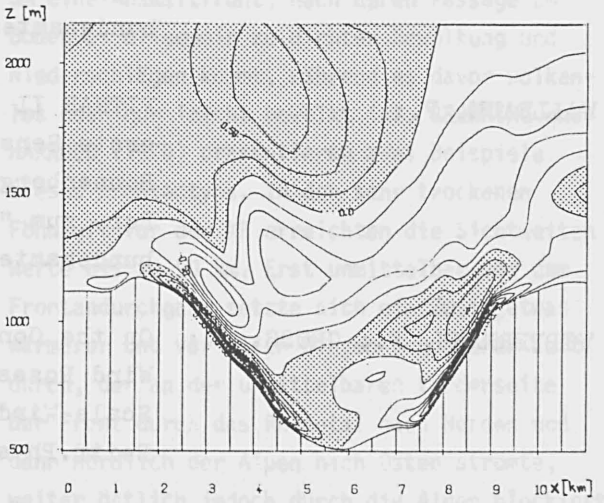


Abb.5 u-Komp. der Geschwindigkeit

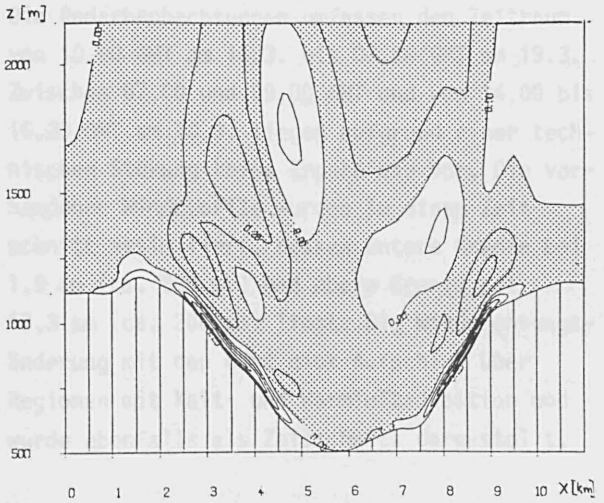


Abb.6 w-Komp. der Geschwindigkeit

Kaltluftabfluß von beiden Hängen mit einer Stärke von 1.8 m/s. Die Vertikalgeschwindigkeit (Abb.6) erreicht hier Werte von bis zu 0.4 m/s.
Die Ausgleichsströmungen in der oberen Atmosphäre erscheinen mir nicht sehr realistisch. Weitere Untersuchungen hierzu werden noch folgen.

3. LITERATURVERZEICHNIS

GROSS, G.; KRAUS, C.; WIPPERMANN, F.: Die numerische Simulation nächtlicher Kaltluftabflüsse. Eine Untersuchung der Sensitivität des Modelles FITNAH für extrem schwache Strömungen
Bonnenberg + Drescher, Aldenhoven
Ber. zum "Abwärmeprojekt Oberrhein" des Umweltbundesamtes, Nr. 25, 1982

WALLBAUM, F.: FITNAH II - Eine verbesserte Modellversion und erste Sensitivitätsuntersuchungen
Bonnenberg + Drescher, Aldenhoven
Ber. zum "Abwärmeprojekt Oberrhein" des Umweltbundesamtes, Nr. 21, 1981

WIPPERMANN, F.; GROSS, G.: On the Construction of Orographically Influenced Wind Roses for Given Distributions of the Large-Scale Wind
Beitr.Phys.Atmosph. 54 (1981), S. 492 - 501

VHF-RADARBEOBACHTUNGEN VON FRONTENPASSAGEN IM VORALPENGEBIET

G. Weber, R. Rüster und J. Klostermeyer

Max-Planck-Institut für Aeronomie, 3411 Katlenburg-Lindau

ZUSAMMENFASSUNG: Im Rahmen des Alpenexperiments (ALPEX) wurden mit dem SOUSY-VHF-Radar des Max-Planck-Instituts für Aeronomie bei Rosenheim vertikale Windprofile während Frontenpassagen gemessen. Die Beobachtungen wurden entweder kontinuierlich, halbstündlich, dreiviertelstündlich oder stündlich durchgeführt und umfassen einen Höhenbereich von 1,9 bis 15 km. Die Höhenauflösung beträgt entweder 150 oder 300 m. Ein Vergleich der Winddaten mit den nächstgelegenen Radiosondenaufstiegen wird durchgeführt.

1 EINLEITUNG

Die Einsatzmöglichkeiten von VHF-Radars zur Untersuchung troposphärischer Wettersysteme sind u.a. von RÖTTGER (1979), KLOSTERMEYER und RÖSTER (1980), RÖSTER und CZECHOWSKY (1980), RÖTTGER (1981) und RÖTTGER und SCHMIDT (1981) demonstriert worden. Der Vorteil der VHF-Radars liegt in der hohen zeitlichen und vertikalen Auflösung sowie in der Ermittlung eines "wahren" vertikalen Windprofils, da die Messungen nicht wie bei Radiosonden- oder Pilotballonaufstiegen durch das Abdriften der Sonde verfälscht werden. Das Meßprinzip und die technischen Details der VHF-Radaranlage, die vom Max-Planck-Institut für Aeronomie in Lindau für ALPEX bei Rosenheim betrieben wurde, sind von CZECHOWSKY et al. (1982) ausführlich beschrieben, so daß an dieser Stelle nicht weiter darauf eingegangen werden soll.

2 MESSUNGEN

Nach Inbetriebnahme des Radars am 5.3.1982 wurden, soweit es im Rahmen der organisatorischen und technischen Möglichkeiten lag, sämtliche im Zeitraum bis zum 23.4.1982 aufgetretenen Frontenpassagen gemessen. Im folgenden soll die Passage einer Kaltfront (KF) diskutiert werden, die, von Westen kommend, den oberbayrischen Raum am 16.3. erreichte und deren Durchzug für den nächsten Tag erwartet wurde. Es handelte sich dabei nach der Klassifikation von BERGERON (1937) bzw. SANSOM (1951) um eine Anakaltfront, nach deren Passage am Boden es allgemein zu dichter Bewölkung und Niederschlägen kommt, während es davor wolkenlos oder nur leicht bewölkt ist. BROWNING und HARROLD (1970) präsentieren zwei Beispiele dieses Frontentyps. In der sehr trockenen Föhnluft vor der KF erreichten die Sichtweiten Werte bis zu 90 km. Erst unmittelbar vor dem Frontendurchgang setzte sich ein Zweig etwas wärmerer und vor allen Dingen feuchterer Luft durch, der an der unmittelbaren Vorderseite der Front durch das Rhonetal nach Norden und dann nördlich der Alpen nach Osten strömte, weiter östlich jedoch durch die Alpen blockiert wurde.

Die Radarbeobachtungen umfassen den Zeitraum von 10.00 GMT am 16.3. bis 07.00 GMT am 19.3. Zwischen 07.00 und 09.00 GMT und von 14.00 bis 15.30 GMT am 18.3. liegen aufgrund einer technischen Störung keine Ergebnisse vor. Die vorhandenen Windprofile wurden in einem Zeitschnitt assimiliert, dessen untere Grenze bei 1,9 km (ca. 800 mb) und obere Grenze bei 10,3 km (ca. 200 mb) liegt. Die Windrichtungsänderung mit der Höhe gibt Aufschluß über Regionen mit Kalt- und Warmluftadvektion und wurde ebenfalls als Zeitschnitt dargestellt.

3 ERGEBNISSE

Um 12.00 GMT am 16.3. verlief die Kaltfront etwa auf einer Linie vom Bodensee bis zur Insel Rügen. Entlang ihrer Vorderseite traten in der unteren Troposphäre zwischen 850 mb und 700 mb Geschwindigkeiten bis zu 25 m s^{-1} auf, die sich jedoch zum Mittagstermin noch nicht am unmittelbaren Alpenvorland durchsetzen konnten. Hier war es, wie die mit dem VHF-Radar gemessenen Profile zeigen, unterhalb von 700 mb nur schwachwindig aus SSW. Die Geschwindigkeiten erreichten allenfalls Werte bis zu 5 m s^{-1} und erst oberhalb von 600 mb näherten sie sich den auch in München in 500 mb beobachteten Werten von 15 m s^{-1}. Die Kaltfront blieb im weiteren Verlauf des Tages nahezu ortsfest und kam nur sehr langsam weiter nach Osten voran. In den Abendstunden drehte der Wind jedoch langsam nach Süd zurück, nahm an Stärke zu und erreichte um 23.00 GMT mit Werten um 25 m s^{-1} in einer Höhe von 3,75 km, also etwas unterhalb des 600-mb-Niveaus, sein Maximum. Die darüber liegenden Höhen blieben davon praktisch unberührt, denn bis 500 mb drehte der Wind wieder auf 250° zurück und nahm an Stärke auf etwas unter 20 m s^{-1} ab.

Die in 1838 m ü.NN in 15 km Luftlinie südwestlich vom VHF-Radar entfernt liegende Bergstation Wendelstein beobachtete ähnliches. Auch hier drehte der Wind bis Mitternacht zurück auf 180° und frischte dabei bis auf einen Wert von 10 m s^{-1} auf, der vergleichbar ist mit den VHF-Radar-Werten im entsprechenden Niveau. Als Erklärungsmöglichkeit kommen in erster Linie lokale Effekte in Betracht, die mit dem sich im Süden ausdehnenden Gebirgsmassiv der Alpen im Zusammenhang stehen. Möglicherweise handelt es sich dabei um einen durch katabatische Winde verstärkten Föhneinfluß im Lee des Alpenhauptkammes.

Im weiteren Verlauf kam in den Morgenstunden des 17.3. der Wind wieder aus 240°-260°. Nach der Passage der KF drehte er in den unteren Höhen bis 2,5 km auf NW (300°-310°) und in den darüber liegenden Schichten durch Kaltluftadvektion um 10°-20° zurück. Diese Windänderung setzte sich bis zur Tropopause durch. Nachfolgend wurde die zunächst auf die untersten Troposphärenschichten begrenzte Nordwestdrehung um 00 GMT am 18.3. bis zu einer Höhe von 3,5 km beobachtet. Dieser Vorgang kann als Folge der sich verstärkenden Blockierung des Kaltluftstroms durch die Alpen erklärt werden. Die Blockierung führte innerhalb der nächsten 24 Stunden zur Zyklogenese im Lee der Alpen. Diese Beobachtungsergebnisse bestätigen grundsätzlich die Ergebnisse von Modellrechnungen (z.B. TIBALDI et al., 1980).

Durch den Senderausfall liegen dann erst wieder ab 09.15 GMT Beobachtungen vor. Es zeigt sich, daß der Wind unterhalb von 700 mb weiter auf NO drehte, zwischen 700 mb und 500 mb seine Richtung von NO auf S änderte, weiter höher seine Richtung beibehielt und sich dem thermischen Wind entsprechend verstärkte. Zum Mittagstermin 12.00 GMT am 18.3. setzte sich die am Boden im Lee der Alpen entstehende Zyklone immer weiter in der Höhe durch und verursachte eine erneute Rückdrehung des Windvektors auf NW im gesamten niedertroposphärischen Bereich unterhalb von etwa 550 mb. In den darüber liegenden Höhen führte die durch die Zyklogenese angefachte Warmluftadvektion zu einer drastischen Rechtsdrehung des Windvektors von etwa 340° über 0° auf 140°-160°. Entsprechend der Warmluftaufgleitsituation kam es auf der Trogvorderseite und im Luv der Alpen zu länger anhaltenden Niederschlägen.

4 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die Einsatzmöglichkeiten eines VHF-Radars zur Erforschung dynamischer Vorgänge an Fronten, die das Alpenvorland und die Alpen selbst überqueren, wurden demonstriert. Ereignisse, die mit normalen Rawinsonden aufgrund der geringen Aufstiegsfrequenz nicht erfaßt werden können, wurden beobachtet und gedeutet. Detaillierte Windprofile gaben Aufschluß über die Entwicklung des Windfeldes im Stau der Alpen bei Zyklogenese im Lee des Gebirges.

LITERATUR

BERGERON, T.: On the physics of fronts. Bull. Amer. Meteor. Soc. 18, S. 265-275 (1937).

BROWNING, K.A. and T.W. HARROLD: Air motion and precipitation growth at a cold front. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 96, S. 369-389 (1970).

CZECHOWSKY, P., R. RÖSTER und G. SCHMIDT: VHF-Radarmessungen während ALPEX. Ann. Meteor. 19 (1982).

KLOSTERMEYER, J. and R. RÖSTER: Radar observation and model computation of a jet stream-generated Kelvin-Helmholtz instability. J. Geophys. Res. 85, S. 2841-2846 (1980).

RÖTTGER, J.: VHF radar observations of a frontal passage. J. Appl. Meteor. 18, S. 85-91 (1979).

RÖTTGER, J.: The capabilities of VHF radars for meteorological observations. ESA SP-165, S. 143-148, European Space Agency, Paris (1981).

RÖTTGER, J. and G. SCHMIDT: Characteristics of frontal zones determined from spaced antenna VHF radar observations. Preprint Vol., 20th Conf. on Radar Meteor., S. 30-37, Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass. (1981).

RÖSTER, R. and P. CZECHOWSKY: VHF radar measurements during a jet stream passage. Rad. Sci. 15, S. 363-369 (1980).

SANSOM, H.W.: A study of cold fronts over the British Isles. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 77, S. 96-120 (1951).

TIBALDI, S., A. BUZZI and P. MALGUZZI: Orographically induced cyclogenesis: analysis of numerical experiments. Month. Weather Rev. 108, S. 1302-1314 (1980).

RADAR-FLÄCHENNIEDERSCHLAGSMESSUNGEN IM VORALPENLAND

J. Riedl, W. Attmannspacher
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Hohenpeißenberg

ZUSAMMENFASSUNG

Neben der Häufigkeit des Auftretens ist auch die Ergiebigkeit der im Voralpenland vorkommenden Niederschlagstypen sehr unterschiedlich. Im August 1980 entfielen von der über einem Testgebiet von 3700 km^2 gemessenen Gesamtmenge 86,2% auf Kaltlufzufuhr (K), 6,4% auf gradientschwache Lagen, 7,3% auf Gewitter und 0,1% auf Warmlufzufuhr (W). An Beispielen von Radarfotos wird der Verlauf von Flächenregen des Typ W und K gezeigt.

ABSTRACT

Frequency distribution and amount of the precipitation types north of the Alps are very different. In August 1980 from the total rain amount over an area of 3700 km^2 86,2% were of type "cold air advection" (type K), 6,4% of type "slack gradient", 7,3% of type "thunderstorm" and 0,1% of type "warm air advection" (type W). By aid of radar screen fotos typical parts of the life story of area precipitations of type W and type K are shown.

1 EINLEITUNG

Seit mehreren Jahren führt das Meteorologische Observatorium Hohenpeißenberg Flächenniederschlagsmessungen mit Hilfe eines C-Band Wetterradargeräts durch. Die dabei erhaltene Verteilung der Regenintensität über der Fläche und die parallel dazu gemachten Fotos des Horizontalbildschirms (PPI) ermöglichen eine nähere Betrachtung der im Alpenvorland vorkommenden Niederschlagstypen. Anhand von Beispielen sollen erste Ergebnisse aufgezeigt werden.

2 MESS- UND AUSWERTEVERFAHREN

Als Meßgerät dient ein WR 100-5 Wetterradar (λ ~5cm) mit einem sog. Digital Meteorological Data System (DMDS) als Digitalisierungszusatz. Die digitalisierten und integrierten Echodaten aus dem Azimutsektor von 340° bis 75° und der Entfernung von 10-70 km werden weiterverarbeitet. Geschwindigkeit und Kapazität des Prozessrechners sind für die Größe des Meßgebiets ausschlaggebend. Die Auflösung der Rohdaten beträgt 1 km x 1 Grad. Auf Grund früherer Untersuchungen (z.B. ANIOL, RIEDL, 1979) wird mit einer Abtastrate von 5 Minuten gearbeitet. Aus diesen Echodaten werden unter Verwendung der für den jeweiligen Niederschlagstyp gültigen Z/R-Beziehungen die Niederschlagsintensitäten berechnet und daraus 15-Minuten - Zwischensummen und die Gesamtsumme aufaddiert. Anhand letzterer erfolgt die Aneichung.

3 NIEDERSCHLAGSTYPEN IM VORALPENLAND

Die hier fallenden Niederschläge lassen sich in drei Haupttypen einteilen (ANIOL, 1971):

1. Kaltluftzufuhr (K), dazu gehören die Kaltfrontdurchgänge, der Durchzug von Trögen sowie Staulagen, bei denen Kaltluft gegen das Alpenmassiv strömt.
2. Warmluftzufuhr (W), dazu zählen Warmfrontdurchgänge und Warmluftaufgleiten.
3. Gradientschwache Lagen (GS), das sind Wettersituationen mit sehr flacher Luftdruckverteilung über Süddeutschland mit Schauer- und Gewittertätigkeit in labil geschichteter Luft.

Nach der Häufigkeit des Auftretens geordnet entfallen ca 60% aller Niederschlagsereignisse der Monate Mai – September auf den Typ K, 34% auf Typ GS und nur 6% auf den Typ W. Zur Ergiebigkeit der verschiedenen Niederschlagstypen sollen die Meßergebnisse des August 1980 einen Anhaltspunkt liefern. Von den Radaraufnahmen dieses Monats waren 167,9 Stunden auswertbar (=96% aller Aufnahmen). In dem Sektor 340°-75° / 22-70 km, entsprechend einer Fläche von 3700 km^2, betrug die Gesamtsumme $269 \cdot 10^6$ Tonnen Regenwasser. Davon entfielen auf dem Typ K 86,2%, auf dem Typ GS 6,4% und auf den Typ W 0,1%; mit Gewittern verbunden fielen 7,3% des Regens.

4 NIEDERSCHLAGSBEISPIELE IM RADARBILD

3.1 Warmluft-Niederschlag, 12. Juli 1979 (=193. Tag), 2^{05} - 13^{00} MEZ.

Ein über der Biskaya entstandenes Tief zieht nach NE, später nach ENE. Wie die Bodenkarte vom 12.7. 12^{00} GMT zeigt, herrscht im Voralpenland Zufuhr feuchter Luft aus SW, einer der wenigen Fälle mit Warmfrontregen im Alpenvorland.

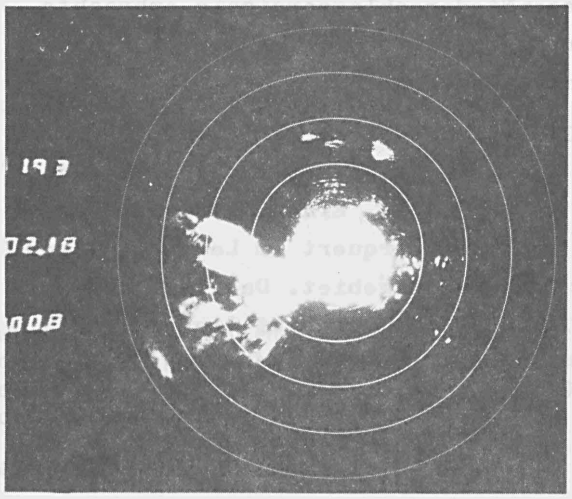


Abb. 1: W-Niederschlagstyp, Log.Video-Darstellung; 12. Juli 1979, 2^{18} Uhr MEZ, Radius 200 km.

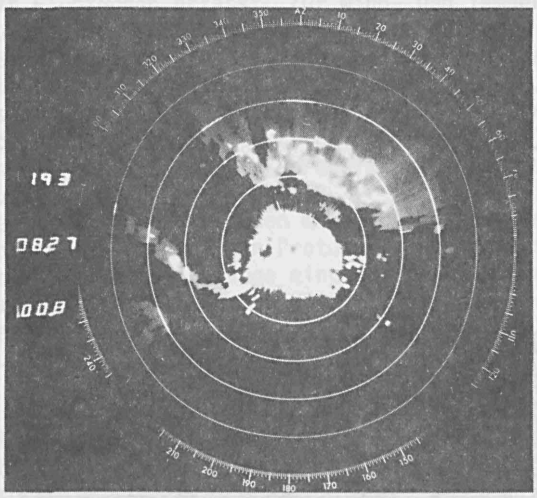


Abb. 2: Contoured Video-Darstellung des W-Niederschlagstyps von Abb.1 in seiner maximalen Ausdehnung; 12.Juli 1979, 8^{27} Uhr MEZ, Radius 200 km.

Abbildung 1 zeigt das Foto des PPI-Bildes um 2^{18} Uhr (200 km Bereich); Abbildung 2 ist ein sog. c-log Bild des Regengebiets bei seiner größten Ausdehnung um 8^{27} MEZ. Man erkennt die geringen Intensitätsunterschiede inner-

halb des Gebietes (nur level 1 und 2). Dieses Niederschlagsereignis erbrachte für das gesamte o.a. Meßgebiet $5{,}9 \cdot 10^6$ Tonnen Regenwasser.

3.2 Kaltfront-Niederschlag mit Übergang in Staulage, 23.7. (204. Tag) - 27.7.1981. Eine Kaltfront aus Westen überquert im Lauf des Tages das Bundesgebiet. Das dazugehörige Niederschlagsgebiet liegt um 12^{40} Uhr MEZ 60-80 km im W und NW vom Hohenpeißenberg und hat die typische SW-NE Orientierung wie Abbildung 3 (100 km Bereich) zeigt. Bei dem in den nächsten Stunden folgenden abwechselnden Vorstoßen nach Osten und Zurückweichen (z.T. mit Auflösungserscheinungen) bleibt das Voralpenland weitgehend niederschlagsfrei. Erst nach Herankommen eines zusätzlichen Niederschlagsgebietes aus SW kommt auch der übrige Niederschlag voran. Bald darauf regnet es im gesamten Voralpenland. Die Ausdehnung des Stauniederschlagsgebietes mit den starken Intensitätsunterschieden innerhalb des großflächigen Niederschlags zeigt Abbildung 4. Bei diesem Niederschlagsereignis gingen auf das gesamte Meßgebiet $95{,}4 \cdot 10^6$ Tonnen Wasser nieder.

5 LITERATUR

ANIOL, R.: Sommerniederschlag am Hohenpeißenberg und Wetterlage. Sonderbeob. Meteorol. Observatorium Hohenpeißenberg Nr. 17 (1971)

ANIOL, R. und RIEDL, J.: Quantitative Radar-Flächenniederschlagsmessung. Problematik und praktische Erfahrungen. Meteorol. Rdsch. 32 (1979) Nr. 4, S 116-127.

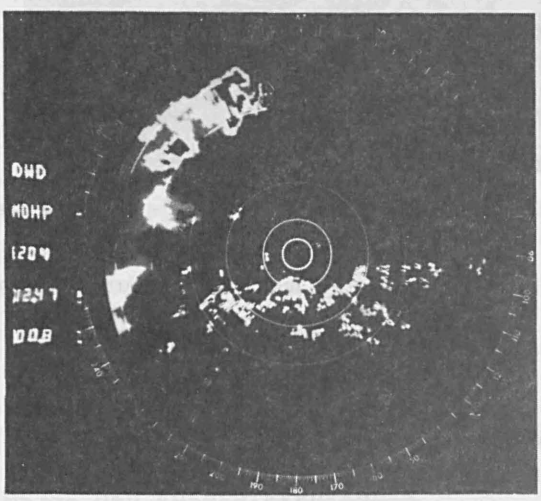


Abb. 3: K-Niederschlagstyp, Contoured Video-Darstellung; 23.Juli 1981, 12^{47} Uhr MEZ, Radius 100 km.

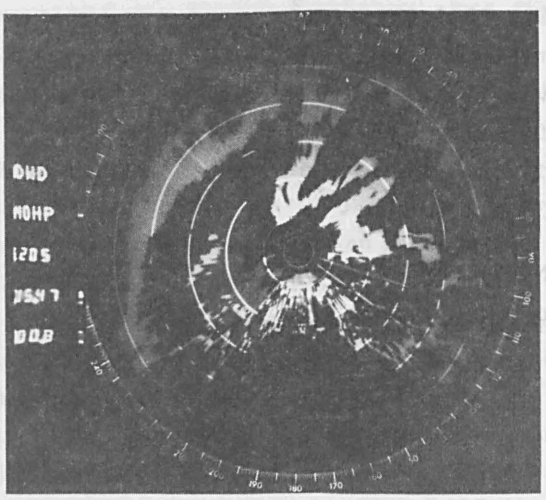


Abb. 4: Niederschlagsausdehnung und Intensitätsverteilung im Stau; 24.Juli 1981, 15^{47} Uhr MEZ, Radius 100 km.

MESOKLIMATISCHE MESSUNGEN IM OBERWALLIS

Neininger, Bruno
Laboratorium für Atmosphärenphysik der Eidg. Techn. Hochschule Zürich (LAPETH)

1. ZUSAMMENFASSUNG

Während dem alpinen Sommer 1981 wurden die Tagesgänge von Temperatur, Taupunkt und Wind am Talboden und in der freien Atmosphäre (Radiosonden, Flugzeuge) verfolgt. Die daraus gewonnenen Werte für die Aufheizleistung an der Talluft zeigen gute Uebereinstimmung mit von REINHARDT (1971) im Inntal gemessenen. Diskutiert wird der Einfluss der Topografie durch eine geometrische Betrachtung.
Die Windprofile zeigen ein sehr deutlich ausgebildetes Berg- Talwindsystem; 83 % der Sondierungen zeigen auch die Antiströmung.
Zwei Fallstudien von Taupunktprofilen weisen auf Zufuhr von Umgebungsluft auf niedriger Höhe hin.

2. EINLEITUNG

Im Hinblick auf eine bessere Segelflugwetterprognose für die Region Oberwallis (Südwestschweiz) wurden 1979 und intensiver 1981 das Verhalten der Talluft untersucht. Den Rahmen bildete das alljährliche Sommerlager der Akademischen Fluggruppe Zürich in Münster (Mitte Juli bis Ende August). Apparativ und finanziell unterstützt wurde das Vorhaben von der Schweiz. Meteorologischen Anstalt, dem LAPETH, dem Institut für Leichtbau und Flugzeugstatik der ETH und dem Fonds für Sportwissenschaftliche Forschung der Eidg. Turn- und Sportschule in Magglingen.

3. ZIELSETZUNG

Das Interesse galt vor allem denjenigen meteorologischen Parametern, die für die Entwicklung der Thermik und somit deren Prognose relevant sind: Zur Abschätzung des Tagesganges der Thermik ist die Temperaturschichtung der Atmosphäre von primärer Bedeutung. Um deren Entwicklung aus einer frühmorgendlichen Messung berechnen zu können, muss die Aufheizleistung des Gebiets bekannt sein. Ein weiteres Augenmerk gilt der Basishöhe der Cumulusbewölkung; sie ergibt sich aus der Taupunktsdifferenz der aufsteigenden Luftmassen. Alles sind Grössen, die stark von denen im Flachland abweichen können und für die Alpen schlecht bekannt sind. Als drittes gilt es den Störfaktor Wind/Windscherungen zu berücksichtigen. Eine Prognose der Höhenwinde konnte nicht Gegenstand dieser Arbeit sein, es handelt sich dabei um ein grösserskaliges System, das durch die komplexen Wechselwirkungen lokaler und synoptischer Einflüsse gesteuert wird. Hingegen zeigten die Pilotballonmessungen von 1979, dass das Berg- und Talwindsystem deutlich ausgebildet ist, weshalb die Messungen des lokalen Windprofils weitergeführt wurden.

4. 1981 EINGESETZTE GERAETE

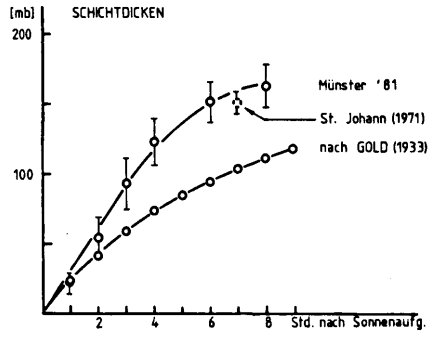
Am Talboden (1340 mMSL) wurden die Temperatur, die relative Feuchte und der Druck registriert. In 5 m Höhe wurde der Wind und nochmals die Temperatur aufgenommen (Schalenkreuzanemometer, Windfahne, Thermistor). Die Basishöhe der Cumulusbewölkung wurde visuell vom Boden aus und mit Flugzeugen erfasst. Zur Wind- und Temperatursondierung gelangten optisch vermessene (3-m-Telemeter) 30-Gramm-Ballone mit einkanaligen Temperatursonden (GRAW) zur Anwendung. Es wurden 22 Morgenaufstiege um 08 Uhr (lokale Sommerzeit) durchgeführt (davon 5 nur Pibal) und 30 (12) weitere in unregelmässiger Verteilung.
Nebst diesen klassischen meteorologischen Messinstrumenten wurde ein Prototyp eines Messystems für Kleinflugzeuge eingesetzt (ATAR der Fa. METEOLABOR nach Dr. JOSS). Es zeichnet die Temperatur (Cu/Constantan-Element) und den Taupunkt (miniaturisierter Taupunktspiegel) nebst 4 weiteren, frei wählbaren Kanälen und gesprochenem Kommentar auf eine Tonbandkassette auf. Die Zusatzkanäle wurden mit der Messung des statischen Drucks (Höhe), des Staudrucks (Geschwindigkeit) und des differenzierten Drucks (Vertikalgeschwindigkeit) belegt. Die Messungen erfolgten kombiniert mit 19 normalen Segel- oder Schleppflügen, spezielle, zeitlich geplante Messflüge fanden nicht statt.
Weiter konnte mit Zeitrafferfilmen der Tagesgang der Bewölkung visualisiert werden.

5. AUSGEWAEHLTE RESULTATE

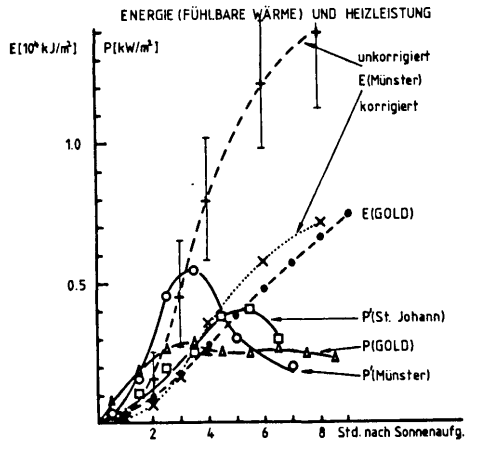
5.1 AUFHEIZLEISTUNG

Aus 20 Temperaturprofilen an Strahlungstagen bei Sonnenaufgang und dem Temperaturtagesgang am Boden wurde auf dem Adiabatenpapier die Aufheizenergie ein- bis zweistündlich grafisch bestimmt.
Ein in der Meteorologie übliches Mass des Zuwachses an Energie der fühlbaren Wärme ist die Schichtdicke der Luft in mb, die mit derselben Energiemenge vom isothermen in den trockenadiabatischen Zustand gebracht werden könnte. Fig. 1 zeigt diese für das Flachland gültigen GOLD'schen Werte im Vergleich mit den im Oberwallis

gefundenen. Die durchschnittliche maximale Energie in einem anderen Alpental (St. Johann, Inntal im Mai) liegt nahe der hier gefundenen.



Die Schichtdickendarstellung von Fig. 1 ist aber nur proportional zur Quadratwurzel der Energiefläche auf dem Adiabatenpapier; Fig. 2 mit den in üblichen physikalischen Einheiten aufgetragenen Energien zeigt, dass der Faktor zwischen Flachland und Alpental etwa 2 ist.



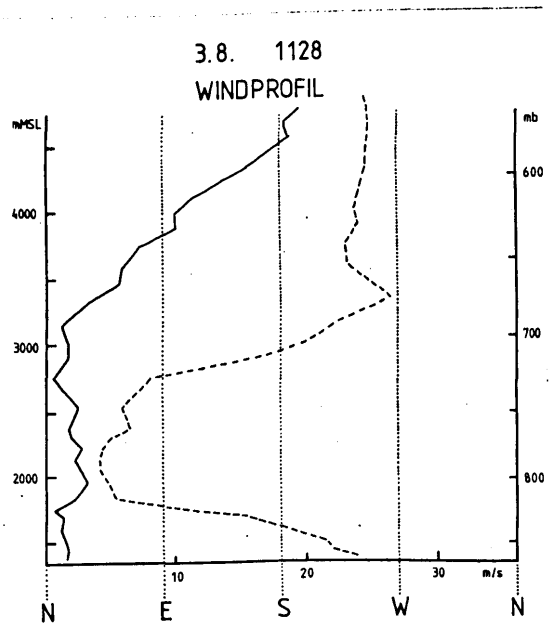
Zieht man jedoch in Betracht, dass die Luftmasse pro horizontaler Bodenfläche im Tal verschieden von derjenigen über dem Flachland ist, findet man den Hauptgrund der unterschiedlichen Aufheizung wahrscheinlich darin. Aus der durchschnittlichen Höhenentwicklung $p_a(t)$ der trockenadiabatischen Schicht wurden für die Messpunkte die Anteile der Luftvolumina an den vertikalen Prismen, deren Seitenwände durch die Höhenkurven der Topografie zu $p_a(t)$ gegeben sind, bestimmt:

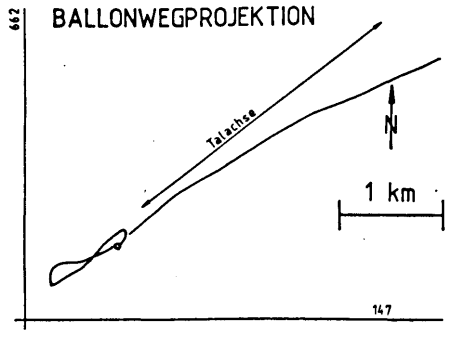
t (Std. n. S'aufg.)	p_a (mb)	Luftanteil %
1	835	43
2	785	43
3	727	36
4	690	45
6	650	48
8	632	52

Führt man diese Luftmassenkorrektur ein, resultieren vernünftigere Energie- und Heizleistungswerte. Die Grafik zeigt zum Vergleich auch die von REINHARDT gemessenen Heizleistungen um einen mittleren Faktor 0.5 reduziert. Die Verschiebung der Maxima kann leicht durch die verschiedenen Richtungen der Talachsen gedeutet werden: Das Oberwallis, das SW-NE verläuft, wird früher als das N-E verlaufende Inntal rechtwinklig besonnt.

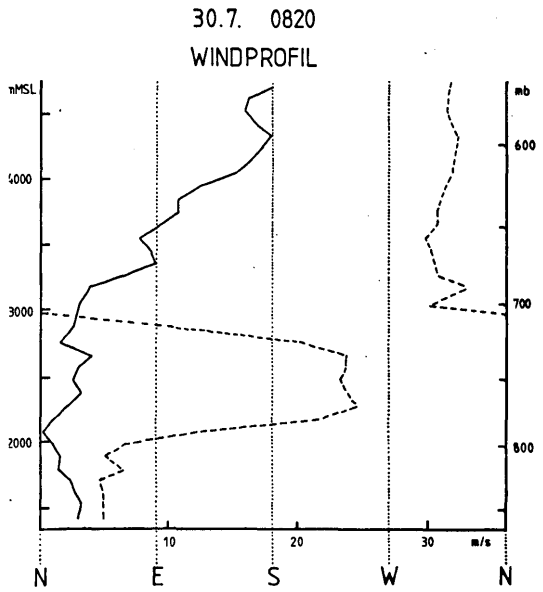
5.2 BERG- TALWINDSYSTEM

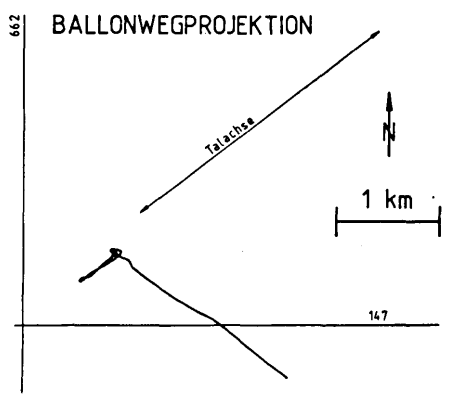
Während 35 der 42 Windsondierungen lag zwischen dem Tal- oder Bergwind in Bodennähe und dem geostrophischen Höhenwind eine markant ausgebildete Schicht mit Antital- bzw. Antibergwind (vgl. BUETTNER 1967). Einen Extremfall zeigen Fig. 5 und 6, wo sich gegen eine SW-Höhenströmung und den SW-Talwind die entgegengesetzte Strömung durchsetzen konnte.





Die Fig. 7 und 8 zeigen einen Fall mit Querwind in der Höhe, der die Immunität des Talwindsystems gegenüber den Höhenwinden ebenfalls verdeutlicht.





Ein weiteres Charakteristikum des katabatischen Windes - das Geschwindigkeitsmaximum in Bodennähe - ist hier ersichtlich. Die durchschnittliche Höhe der Grenzschicht zwischen der Grundströmung und der Gegenströmung lag bei 2040 mMSL (Streuung 270 m), die Obergrenze des gesamten Talwindsystems lag bei 2980 mMSL (250 m), was etwa der Höhe der talbegrenzenden Kreten entspricht. Die Grenzschichthöhen wurden dabei durch die Minima in den Windgeschwindigkeitsprofilen definiert. Die Untersuchung der Abhängkigkeit dieser Höhen von Parametern wie Windgeschwindigkeit und Tageszeit ist noch nicht abgeschlossen.
Gründe für winddrehungen über 270 Grad in den Grenzschichten (vgl. Fig. 7) werden auch noch gesucht.
Beginn und Ende der Tal- bzw. Bergwindregimes waren ziemlich unterschiedlich, von Mittag bis ca. 15 Uhr traten oft vorübergehende Windwechsel gefolgt von frühem "Bergwind" auf. Es scheint, dass im oberen Wallis ein durch Seiten- oder Nachbartäler verursachter Maloja-Effekt auftritt. Ein Grund kann auch darin liegen, dass sich die Zone maximaler Erwärmung infolge der Talbiegung bei Brig von NE-SW auf E-W mit zunehmendem Sonnenazimuth talabwärts verschiebt.

5.3 TAUPUNKTTAGESGANG

Zwei Fallstudien von Flugzeugmessungen suggerieren, dass die im laufe des Tages im Tal zirkulierende Luft aus einer relativ dünnen Schicht (weniger als 500 m) auf Talgrundhöhe aus der Umgebung zugeführt und bis über die Kretenhöhe verteilt wird. Das sich einstellende Mischungsverhältnis in der trockenadiabatischen Schicht (Boden bis Basishöhe von 3600 mMSL) entsprach nicht dem morgendlichen Mittelwert in dieser Schicht, wie er sich bei Durchmischung einstellen müsste. Trotz einer Taupunktabnahme von mehr als 20 Grad über diese Höhe nahm die Talluft das Mischungsverhältnis an, das anfänglich am Boden herrschte, lag also etwa 10 Grad über dem erwarteten Wert.
Weitere Messungen im Sommer 1982 sollen diesem seltsamen Sachverhalt klären helfen.

REINHARDT, M.E.

Aerologische Strukturen am Alpennordrand nach Flugzeugsondierungen, Annalen der Meteorologie Nr. 5, S. 89-91, München 1971.

BUETTNER, K.J.

Valley Wind, Sea Breeze and Mass Fire, three Cases of quasistationary Airflow, Symposium on Mountain Meteorology, Denver 1967.

WMO

Technical Note No. 158: Handbook of Meteorological Forecasting for Soaring Flight.

URFER-HENNEBERGER, C.

Neuere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpental (Dischmatal bei Davos)
Arch. Met. Geoph.Biokl. , Serie B, 18, 21-42 1970.

GRAVITY WAVES AND BORA GUSTS

Zdravko Petkovšek

Faculty of Sciences (FNT), Ljubljana

1 BORA CHARACTERISTICS AND EFFECTS

It is known that bora is a relatively cold, dry and gusty wind with some exceptions of corse (Jurčec 1981). Bora is especially pronounced on the NE Adriatic coast that is high and steep. Wind speed in bora exceed 45 m/s and is hazardous for air, water and road traffic. Bora has a strong influence on vegetation, architecture and life-style of the people. Therefore was bora the object of many studies already - well gathered in Yoshino (1973, p.3).

One of the most expressive characteristic of bora - it's gustiness, is mentioned often, however very little attention was payed to it until recently (Petkovšek 1976). In bora gusts with twice the mean velocity, the drag on objects is four times greater. Speeds over 30 m/s are sufficient to overturn a bus, caravan or even a train. The branches, that grow towards bora are broken in the gusts; the trees so assume special bent forms (Yoshino 1973, p.59). Birds caught in the air by the strong gusts are thrown into the trees or fences and killed; roofs that are not specificly constructed (and without eaves) or weighed with stones can be destroyed or blown off etc.

Bora has a special influence on vegetation on islands, before which bora is well developed: strong bora gusts blow off the tops of sea waves so intensively, that the sea is smoking and salt is transported to the islands. After a strong bora spell, the author measured a o,3 mm thick core of salt on the exposed leaves of vegetation. The phenomena is called "posolica" (e.g.salt-sprinkle) and is well known by the native people on the island Pag, but not yet mentioned in literature. Plenty of the leaves exposed to bora, fall off due to "posolica" once evry few years, but the majority of non-autohton plants are destroyed.

2 BORA GUST CONDITIONS

General weather and relief conditions for strong bora are known, and some models exist already e.g. Arakawa(1973), Makjanić (1976), approximating steady - state conditions, but not including gusts. Only the model of Peltier and Clark (1979) could give some explanation of gusts, although their waves are rather long and of lee side character.

Bora usually starts with moderate and unexpected gusts, but sometimes just 10 minutes later, the recently quiet sea can foam, roar and smoke of sprinkle. The tops of the waves are cut off, and the sea looks combed, showing that the vortices with horizontal axes perpendicular to general bora direction predominate. Special measurements of the gusts (Petkovšek 1976) show, that at least in one hour's time the period of the strongest bora gusts is rather constant, the shorter period fluctuations are irregular however, and probably mainly due to friction and tubulence.

Investigations of cold air lakes in Alpine basins as films of upper boundary of fog lakes, showed typical wave motions and periodical overflow of cold air into the neighbour basins. Similar boundary conditions, analogy and study of satelite pictures give, that similar happens with bora in the sense of Fig.1

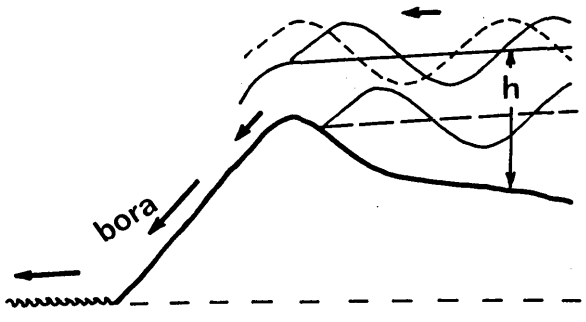


Fig.1 Waves on invading cold air before the mountain ridge by cross-section of Velebit, z:x = 4:1

Gravity waves on the upper boundary of invading cold air, generating far in the winside of bora region, enable the first overflow of cold air over the coastal ridge (or col), giving the first bora gusts. Increasing average height of cold air upper boundary and pressure gradient force, enable general cold air flow over the ridge. The fluctuations of air mass quantity overflow due to the waves remain, giving main bora gusts. Additionaly the boundary of air masses can be inclined too (Čadež 1973,p.193). Phase speed of these waves depends on many relief and meteorological parameters. Due to a lack of field data, the importance of their influence was treated by a model analysis.

3 THE MODEL FOR THE WAVES AND GUSTS

Model study was made by a two dimensional model (x,z). Simplifications and suppositions are: flow between ground and upper subsidence inversion, neglection of: deviation force, friction and compressibility of the air ($\nabla.\vec{u}=0$); hydrostatic approximation and potential flow ($\nabla x\vec{u}=0$). For such conditions the basic equations are: $\nabla^2 u=0$, $\nabla^2 w=0$. With the method of perturbation and general wave solution, taking in account simplyfied equations of motion and two isothermal layers, the results for phase velocity of waves is:

$$c_f = \frac{(\varrho_1 u_1 F_1 - \varrho_2 u_2 F_2)}{\varrho_1 F_1 - \varrho_2 F_2} \pm \left[\frac{g(\varrho_1-\varrho_2)}{\varrho_1 F_1 - \varrho_2 F_2}\right]^{1/2}$$

where F_1, F_2 are functions of wave number (k) and temperature of air layers (T); the densities (ϱ_1,ϱ_2) at the boundary depend on the depth of layer (h), and e.g. $F_1=(k \operatorname{cth} kh + a_1)/(-a_1^2/k^2 + 1)$, where $a_1 = g/RT_1$, $\varrho_1 > \varrho_2$, $T_1 < T_2$.

Numerical experiments on the basis of this model show, that the phase velocity depend only little on the height of subsidence inversion and temperatures; but it increases with temperature differences between air masses, with the wind above the boundary (less for shorter waves), with the thickness of cold air, and with the wavelength (L).

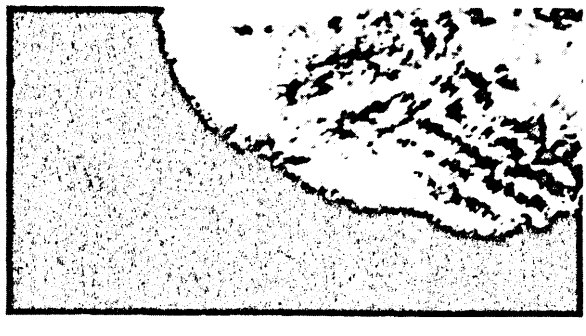


Fig.2 Satelite picture of gravity waves in a cloud layer NE from Velebit ridge, NASA ERTS 13.3. '73, 9,15 LT, by moderate bora

From model experiments is seen also, that many in field possible combinations of parameters enable the periods of about 10 minutes, which correspond to

often observed period of main bora gusts - e.g. L =5 km, ΔT =6 K, u =4m/s, h =600 m, and c_f= 8 m/s. Waves on presented satelite picture (Fig.2) have longer wavelength (L = 6,5 km) but probably larger phase velocity too.

From the presented text follows, that the basic cause of the main bora gusts could be gravity waves on the upper boundary of invading cold air before the coastal ridge bordering bora region.

Probably therefore the period of main bora gusts is rather constant or changing slowly. Taking in account the periodicity of main bora gusts, the hazard in street and airport traffic in bora regions could be diminished.

Acknowledgment. The author thank much T. Vrhovec for his cooperation in the model study.

REFERENCES

ARAKAWA, S.: Numerical Experiments on the Local Strong Winds: Bora and Föhn, In Local Wind Bora, Univ. Tokyo Press, 1973, p. 155-165.

ČADEŽ, M.: Some Observations on Bora and Föhn Wind, Ibid, p. 193-202.

JURČEC, V.: On Mesoscale Characteristics of Bora Conditions in Yugoslavia, Pure and Appl. Geoph. 119 (1981), p.640-657.

MAKJANIĆ, B.: On the Diurnal Variation of the Bora Wind Speed, JAZU, Papers III, (1970), p. 33-92.

PELTIER, W.R. and CLARK, T.L.: The Evolution of Stability of Finite Amplitude Mountain Waves -II Drag and Severe Downslope Windstorm, J.Atm.Sci., 36 (1979), p. 1498-1529.

PETKOVŠEK, Z.: Periodičnost sunkov burje, Razprave DMS 20/2 (1976), p. 67-75.

YOSHINO, M.M.: Local Wind Bora, Univ. Tokyo Press, 1973, p.3-18, p.59-71.

THE STRUCTURE OF THE LOWER ATMOSPHERE IN AN ALPINE VALLEY DURING FOEHN

Peter D. Phillips

Laboratorium für Atmosphärenphysik, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich, Switzerland

1 SUMMARY

A protracted case of south foehn in the Reuss Valley of North Central Switzerland is considered. With the help of upper-air data from radiosondes, pilot balloons and a tethered balloon, the structure of the atmosphere above a single location in the valley is derived as a function of time for the most intense period.

2 INTRODUCTION

Foehn is one of the more dramatic of mountain associated meteorological phenomena. It forms an important topic in present day research into the flow of air over and around mountains and as such received considerable attention in the recently completed observational phase of the Alpine Experiment (ALPEX 1980, p. 23).

The Laboratory for Atmospheric Physics (LAPETH) has been studying foehn from its field station at Merenschwand in the Reuss Valley . The location of this station (see Fig. 1) is near ideal for the investigation of boundary layer phenomena connected with foehn - the Black Forest lying to the north prevents a complete flushing out of the cold-pool at the bottom of the atmosphere and a marked inversion a few hundred metres above the site can persist for several days. It is only on rare occasions that the foehn air penetrates through to the ground. The field station lies some 400 m above MSL and the two ranges of hills on either side of the valley rise 450 m above this level. The atmosphere can be sounded using radiosondes, pilot balloons and a tethered balloon sonde equipped to measure temperature, humidity, pressure and wind velocity. More recently, constant level balloons and temperature sondes have been successfully deployed. In addition, an acoustic echo sounder (AES) is available for detecting regions of turbulence characteristic of the cold-pool/foehn internal boundary layer.

3 CASE STUDY

3.1 THE SYNOPTIC SITUATION

The foehn event of March 28th to April 2nd 1978 was remarkable for a number of reasons. Gütsch, a mountain staion operated by the Swiss Meteorological Institute registerd foehn for 136 hours during this period. Even Altdorf, a station set deep in the upper Reuss Valley, was subjected to foehn for 57 hours. On the other hand, the foehn reached the ground at the field station for only a few hours on March 30th. The synoptic situation was typical for foehn - a low pressure region to the north of Scotland, a trough extending south over France to the Western Mediterranean, and a ridge of high pressure stretching from the Balkans to the Urals. A cold front was in evidence lying SW-NE to the west of the Alps and an intense "foehn knee" along the backbone of the Alps indicated a strong South-North pressure gradient. The situation remained practically stationary during the whole of the period. At the 500 mb level, a persistent SW wind characterised the flow.

3.2 THE WIND STRUCTURE

Figure 2 shows the structure of the wind in the lowest 2500 m above the field station during 37 hours of the most intense foehn period. It was deduced from the data from 3 radiosonde ascents, 7 pilot balloons and 4 tethered balloon ascents (and 4 descents). The atmosphere can be divided into three distinct regions:

1) The layer below the foehn. This can be further subdivided into local orographic winds aligned along the valley (B) and across the valley (C), together with the foehn induced northerly wind in the cold-pool (D) which is paricularly noticeable as the foehn approaches the ground and immediately after its retreat. The use of the prefix "A" indicates very light and hence variable winds.

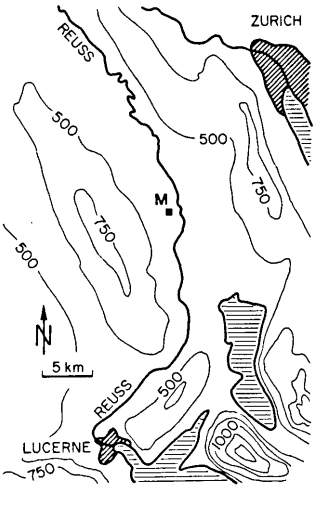


Fig. 1: The lower Reuss Valley showing the location of the field station Merenschwand (M).

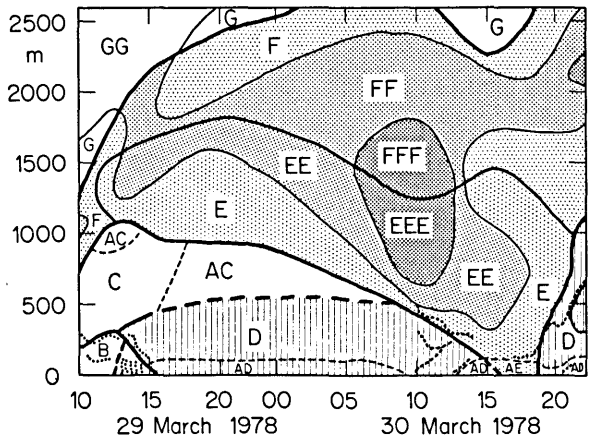


Fig. 2: The wind structure over Merenschwand as a function of time.

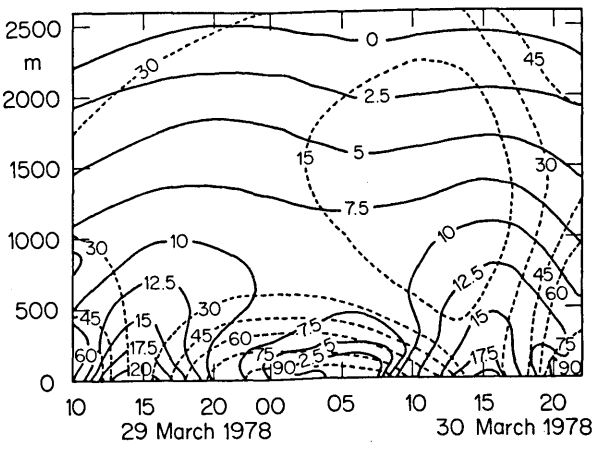


Fig. 3: The temperature/humidity structure over Merenschwand for the same period.

2) The foehn layer. This layer is often subdivided into two regions, the so-called Reuss Valley Jet (E), which runs SSE-NNW parallel to the valley but extends well above the constraining hills (Phillips and Richner 1978). Above this lies the free-flowing foehn with its greater southerly component.(F). The boundary between these two layers is not always clearly defined, the transition being at times gradual, at times very marked , accompanied by a wind minimum and a sudden change in wind direction of 20-30 degrees. It should be noted that the jet decays as the cold-pool returns from the north. On this particular occasion, the foehn penetrated through to the valley floor after the wind maximum has been passed (double letters indicate speeds greater than 5 m/s, triple greater than 10 m/s).

3) The layer above the foehn (G). Here the wind direction is similar to that indicated on the 500 mb chart. This layer is usually distinct from the foehn tongue, the boundary once again often being characterised by a wind minimum and a sudden change in direction.

The main regions of turbulence detected by the AES are indicated by a dotted line. These areas appear quite often to coincide with boundaries between the various wind regions. In addition, some thermal activity is in evidence around midday on March 29th, although it is not very well developed, being contained by the northerly cold-pool wind above. Note that after the retreat of the foehn from the ground, the speed of the foehn air increases again at higher levels (2000 m above the ground) and the north wind in the cold-pool also becomes stronger.

3.3 THE TEMPERATURE/HUMIDITY STRUCTURE

Figure 3 shows isopleths of temperature (full line) and relative humidity (dashed line) for the lower atmosphere for the same period. This is somewhat more tentative than the wind structure due to the reduced amount of data available. Surface data from the field station is however available for the whole period, and data from the LAPETH automatic weather station at Horben (820 m above MSL) situated on the range of hills 5 km to the west.

Noteworthy are the following points:

1) The region of minimum relative humidity coincides with the region of maximum wind.

2) There are strong diurnal variations of temperature and humidity in the lower atmosphere. The temperature ranges over 20°C near the ground and is accompanied by large relative humidity variations. Above the 1000 m level which lies in the foehn air, diurnal variations are minimal. Only the return of the cold-pool at the end of the period leads to a marked drop in temperature and sudden increase in relative humidity at that level.

3) The temperature structure near the ground on the two afternoons is remarkably similar despite the foehn reaching the surface only on the second. The maximum temperature near the ground is indeed marginally lower on March 30th since the higher wind speeds associated with the foehn reduce the influence of local heating effects.

ALPEX : The Alpine Experiment - Experiment Design Proposal. Joint Planning Staff for GARP. Geneva: WMO 1980

PHILLIPS, P.D.; RICHNER, H.: Lee side wind profiles during foehn. Proc. 15th Int. Meeting on Alpine Meteorology, Grindelwald, Switzerland, Sept 19-23, 1978. pp 80-83. Zurich: Swiss Meteoroloical Institute 1978.

DIE DARSTELLUNG DES ORTS- UND ZEITANTEILS DES STRÖMUNGSFELDES AUS BALLONAUFSTIEGEN WÄHREND MESOKLIP DURCH EMPIRISCHE ORTHOGONALFUNKTIONEN

Otto Walk

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

1 EINLEITUNG

Eine Darstellungsmöglichkeit von Meßergebnissen bieten die empirischen Orthogonalfunktionen. Sie werden vor allem bei langen Datensätzen angewendet, um die Datenmenge ohne wesentlichen Verlust an Informationsgehalt zu reduzieren. Zusätzlich können durch diese Methode Feldgrößen in einen Ortsanteil und einen Zeitanteil aufgespalten werden. Die empirischen Orthogonalfunktionen oder auch Eigenvektoren fanden bereits in mehreren klimatologischen Arbeiten Anwendung: z.B. untersuchte Kutzbach (1967) mit dieser Methode Temperatur, Druck und Niederschlag in Nordamerika, Clarke und Peterson (1973) den Wärmeinseleffekt von St. Louis, Müller (1968) Radiosondenaufstiege von Hannover und München und Erdmann (1975) die von Erlangen und Stuttgart.
Die Interpretation der Koeffizienten soll in diesem Rahmen im wesentlichen auf die Eigenvektoren der beiden größten Eigenwerte beschränkt bleiben.

2 BERECHNUNG

Die Berechnung soll nur in groben Zügen dargestellt werden. Eine ausführlichere Form ist z.B. bei Kutzbach (1967) angegeben. Man kann die N Beobachtungen von M Variablen als eine M x N Matrix F mit dem Beobachtungsvektor $\vec{f}_n$ in der n-ten Spalte auffassen. Gesucht ist der Vektor $\vec{e}$, der die Beobachtungsvektoren $\vec{f}_n$ simultan am besten beschreibt, d.h. die Summe der Quadrate der Projektionen der Beobachtungsvektoren auf $\vec{e}$ soll maximal werden. Das führt zu einem Eigenwertproblem

$$R\,E = L\,E \quad \text{mit } R = \frac{1}{N} F\,F^T \quad .$$

(R = Kovarianzmatrix, E = Eigenvektormatrix, L = Diagonalmatrix mit Eigenwerten, T ≙ transponierte Matrix).

Da R eine symmetrische Matrix ist, existieren paarweise orthonormale Eigenvektoren.

Die Beobachtungsmatrix F kann durch

$$F = EC,$$

dargestellt werden, wobei $C = E^T F$ die Koeffizientenmatrix ist. C stellt den Zeitanteil und E den Ortsanteil der Beobachtungsmatrix dar.

3 DATEN

Die Eigenvektor- und Koeffizientenmatrix wurden aus Windprofilen von Ballonaufstiegen des MESOKLIP-Experiments (Fiedler und Prenosil 1980) jeweils pro Tag und Station bestimmt, wobei wegen der Anzahl nur 24-stündige Intensivmeßphasen (17./18., 21./22., 25./26.9.1979) berücksichtigt wurden. Die verwendeten Stationen waren im West-Ost-Schnitt: Schänzelturm (S), Weyher (W), Böbingen (B), Harthausen (H), Philippsburg (P), Malsch (M) und Angelbachtal (A), wobei nur die Höhen 50, 100, 200, ..., 700 m ü.Gr. Verwendung fanden, um eine sehr unterschiedliche Anzahl von Beobachtungen durch Ausfälle in größeren Höhen zu vermeiden. Die Anzahl der an der Berechnung beteiligten Profile lag zwischen 16 und 25.

Die Methode wurde auf die Komponenten u und v des Windvektors angewandt, wobei u > 0 bei Westwind, v > 0 bei Südwind sind.

4 ERGEBNISSE

Ordnet man die Eigenwerte λ_i so, daß $\lambda_1 > \lambda_2 > \ldots \lambda_M$ ist, dann beschreibt der 1. Eigenvektor den größten Anteil an der Gesamtvarianz, 2. Eigenvektor den zweitgrößten Anteil usw.. Das bedeutet in unserem Fall, daß der 1. Eigenvektor (Ev.) 78 % - 97 % (2. Eigenvektor 18 % - 1 %) der Gesamtvarianz des Ortsanteils erfaßt. Hier soll im wesentlichen nur der 1. Ev. wegen seiner überragenden Bedeutung betrachtet werden.

Am 17.9.79 herrschte westliche Strömung (250°) mit ca. 9 ms^{-1} (Mittelwert) in 100 m Höhe ü.Gr. am Schänzelturm (S). Die Koeffizienten des 1.Ev. von u (Abb. 1) haben in ca. 15 km Entfernung vom Rand (L) und in der Höhe 0,8 H (H = Randhöhe) ein Minimum. Das entspricht einem H/L von 0.034. Die umgebenden positiven Koeffizienten erreichen ihre Höchstwerte bei H/L = 0.020 (= ca. 25 km) und 0,64 bzw. 1.OH. Ein solches Minimum läßt sich auch am 25.9.79 (Abb. 5) feststellen, an dem ebenfalls westliche Strömung (220°), aber mit ca. 3 ms^{-1} existierte. Dies deutet auf Komponente zum Hang (Pfälzer Wald) und eine Unterstützung der Grundströmung in den benachbarten Höhen hin, z.B. auf einen quasi-stationären Leewirbel. Der Vergleich der O-Linien in Talmitte und Kammhöhe zeigt an beiden Tagen, daß der Einfluß des Pfälzer Waldes bis ca. 0,5 B (B = Talbreite senkrecht zu den Rändern) bzw. bis H/L = 0,017 reicht.

Wenn man am Westrand die Minima des 1. Ev. von v (17.9.79, Abb. 2), die durch Abweichungen der Windrichtung nach N bedingt sind, als Charakteristikum von v auffaßt, sieht man, wie die Strömung bei höherer Geschwindigkeit in das Tal greift und in der Talmitte 0,6 H erreicht. Der Verlauf der Minima schmiegt sich weitgehend an die Topographie an, während am 25.9.79 (Abb. 6) positive Koeffizienten über das ganze Tal hinweg in 0.8 H - 1,OH erstrecken. Die unterschiedliche Strömungsform (schießend - strömend) ist an den Froude-Zahlen Fr (Schweitzer 1953) zu erkennen: am 17.9.79 ergaben sich in 200 m Höhe Fr >1 (besonders nachts), während am 25.9.79 Fr z.T. nicht berechnet werden konnten und z.T. Fr <1 waren. An beiden Tagen zeigt sich am Ostrand (50 km) im 1. Ev von v (pos. Koeff.) deutlich die Umlenkung der Strömung über dem Fußpunkt des Talrandes in ca. 2 H (H = Höhe des Ost-Randes). Die große Höhe 2 H ist auf die Umströmung des Odenwaldes zurückzuführen. Der unmittelbare Einfluß des flach ansteigenden Randes reicht über die Talmitte 0,54 B hinaus (H/L = 0,085 bez. Ostrand).Bei der u-Komponente kann man das Anlaufen gegen den Talrand durch Geschwindigkeitsminderung am Rand selbst und an der Erhöhung oberhalb der Kammhöhe erkennen.

Am 21.9.79 herrschte NE-Strömung (teilweise 60°, Mittelwert 15°) mit 3 - 4 ms^{-1}. Der 1.Ev. von u(Abb.3) besitzt analog zu den obigen Fällen ein Koeffizientenminimum in 8 km (M) vom Anströmrand entfernt. Die entsprechende Höhe beträgt 1,5 H und H/L ergibt den gleichen Wert von 0,034 wie bei Westanströmung. Der Einfluß des Gegenrandes ist ähnlich wie oben (0,57; H/L = 0,017 bez. Westrand) und äußert sich durch Anheben der Strömungsstruktur. Man muß hierbei berücksichtigen, daß an den Stationen B und A keine Koeffizienten vorhanden sind. Am Gegenrand (W-Rand) zeigt sich analog zum 17. und 25.9.79 die Geschwindigkeitszunahme in Kammhöhe beim Überströmen von Hindernissen (pos. Koeff. für u) und die Umlenkung durch die Berandung (neg. Koeff. in Abb. 4).

Ergänzend sei noch erwähnt, daß der 2. Ev. max. Koeffizienten von u am 17.9.79 in 100 m bzw. 200 m ü.Gr. am Westrand aufweist und am 25.9. deutlich ausgeprägt ist. Im diesem Bereich sind am 21.9., die Koeffizienten negativ. Das läßt sich durch thermisch induzierte Zirkulation erklären, z.B. Kaltluftabfluß. Die Mächtigkeit (O-Linie) liegt bei 250 m ü.Gr. und reicht ca.

20 km vom Fußpunkt des Randes in das Oberrheintal.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei an dieser Stelle gedankt, die sowohl das MESOKLIP-Experiment als auch die Bearbeitung der Daten finanziell unterstützt hat.

5 LITERATUR

Clarke, J.F., J.T.Peterson: An Empirical Model Using Eigenvectors to Calculate the Temporal and Spatial Variations of the St. Louis Heat Island. J.Appl.Met. 12 (1973), S.195 - 210.

Erdmann, H., H. Fechner: Die vertikalen natürlichen Orthogonalfunktionen einer 19-jährigen Reihe von halbstündigen Radiosondendaten der Station Erlangen/Stuttgart. Meteorol. Rdsch. 28 (1975), S. 110 - 121.

Fiedler, F., Th. Prenosil: Das MESOKLIP-Experiment. Wiss. Ber. Meteorol. Inst.Univ. Karlsruhe (1980).

Kutzbach, J.E.: Empirical Eigenvectors of Sea-Level Pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes over North America. J.Appl. Met. 6 (1967), S. 791 - 802.

Müller, E.: Einige aeroklimatische Bemerkungen. Meteorol. Rdsch. (1968), S. 6 - 15.

Schweitzer, H.: Versuch einer Erklärung des Föhns als Luftströmung mit überkritischer Geschwindigkeit. Archiv Met., Geoph. Biokl. A 5 (1953), S. 350 - 371.

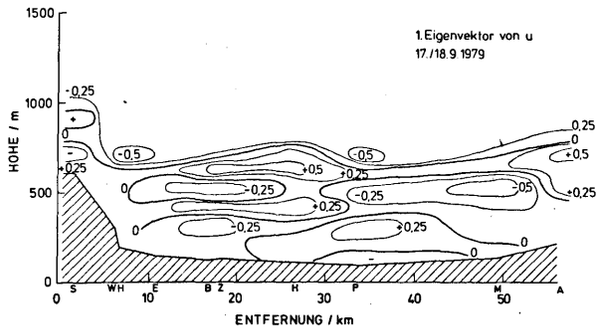


Abb. 1

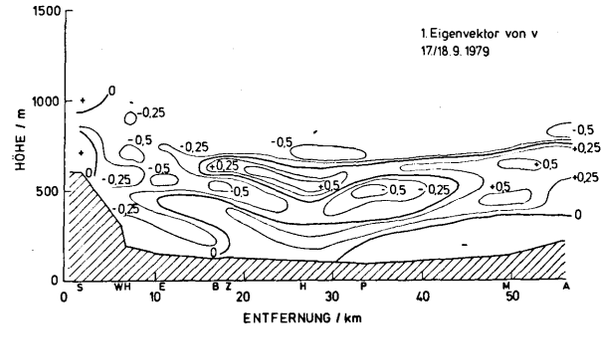


Abb. 2

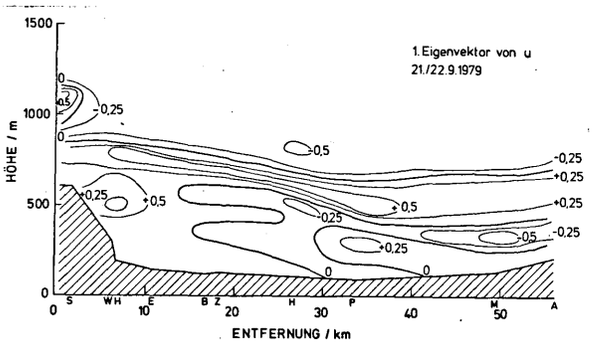


Abb. 3

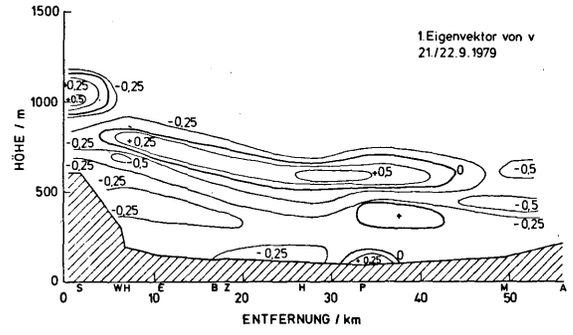


Abb. 4

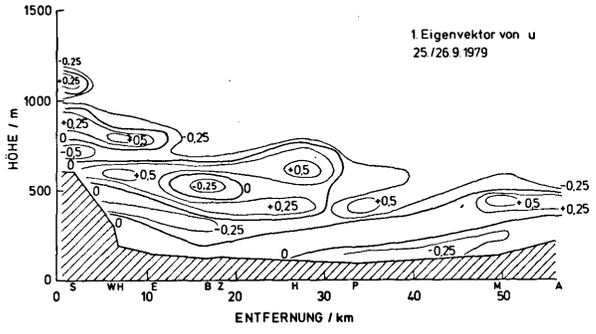


Abb. 5

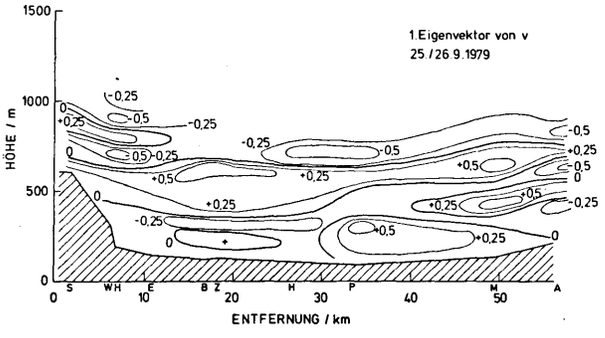


Abb. 6

Abb. 1 - 6
Der 1. Eigenvektor von u und v im Oberrheintal (West - Ost - Schnitt)

DIE THERMODYNAMISCHE BEEINFLUSSUNG DES MASSENHAUSHALTES IM OBERRHEINGRABEN BEI UNTERSCHIEDLICHEN STRÖMUNGSVERHÄLTNISSEN

Gebhard Mast

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

1 EINLEITUNG

Während des Experimentes MESOKLIP, das im September 1979 im Oberrheintal durchgeführt wurde, wurden auf einer West-Ost-Linie ungefähr 30 km nördlich von Karlsruhe an 12 Stationen vertikale Profile von Wind, Temperatur und Feuchte gemessen (Fiedler und Prenosil 1980). Damit ist es möglich, die Massenflüsse und die Divergenz des west-östlichen Massenflusses zu bestimmen, während die Divergenz der talparallelen Komponente mit den vorliegenden Messungen nicht berechnet werden kann. Sie spielt sicher für den Massenhaushalt eine wichtige Rolle, da das Rheintal mit seinen Randgebirgen nicht homogen ist und aus diesem Grund das Strömungsfeld sich in dieser Richtung ändert. Wird die zeitliche Änderung der Dichte vernachlässigt, lassen sich mit der Kontinuitätsgleichung Profile der vertikalen Windkomponente berechnen.

2 ERGEBNISSE

2.1 MASSENFLÜSSE IN HORIZONTALER RICHTUNG

Die Massenflüsse durch den Talquerschnitt bis etwa zur Höhe des Pfälzer Waldes (600 m ü.NN) zeigen bei fast allen Meßserien einen Tagesgang mit Maxima der absoluten Werte am Nachmittag und in der zweiten Nachthälfte und mit Minima gegen Abend und am Morgen (Abb. 1). Positives Vorzeichen bedeutet einen Massenfluß nach Norden, negatives Vorzeichen einen nach Süden. Ausnahmen von diesem Tagesgang sind der 25./26.9 und der 27.9., an denen schwache großräumige Druckgegensätze geringe Windgeschwindigkeiten zur Folge hatten.
Der Massenfluß bis 600 m ü. NN in West-Ost-Richtung an der Station Philippsburg (Abb. 2) bezogen auf die Einheitstallänge, zeigt

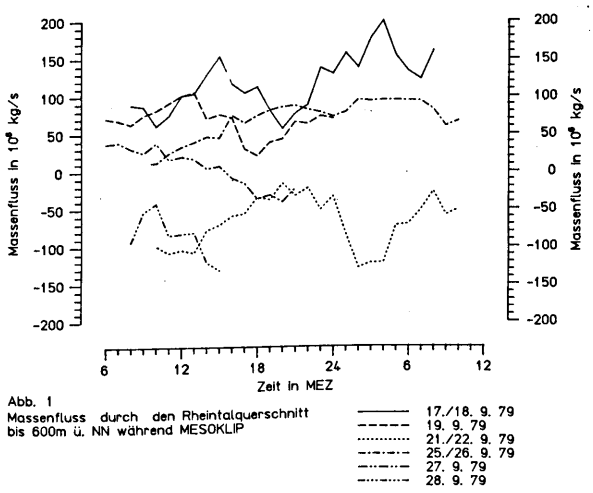


Abb. 1
Massenfluss durch den Rheintalquerschnitt bis 600m ü. NN während MESOKLIP

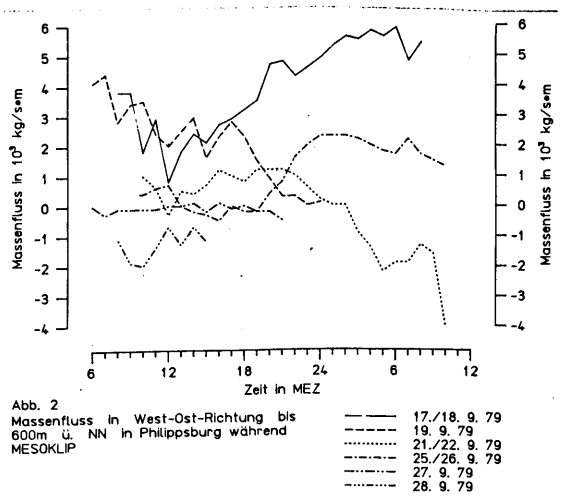


Abb. 2
Massenfluss in West-Ost-Richtung bis 600m ü. NN in Philippsburg während MESOKLIP

einen Tagesgang mit großen Werten in der Nacht und geringen am Tage. Die anderen Stationen im Rheintal zeigen in den meisten Fällen ähnliche Tagesgänge. Nur bei gradientschwachen Wetterlagen spielt die Entfernung zum Talrand eine entscheidende Rolle für den Betrag und die Richtung der Massenflüsse, denn diese

werden von den tagesperiodischen thermisch induzierten Windsystemen im westentlichen bewerkstelligt.
Bei den aufgezeigten sechs Meßserien sind unterschiedliche Anströmrichtungen und thermische Schichtungen vorhanden, so daß die auftretenden Gemeinsamkeiten als Einfluß der Orographie gedeutet werden können. Allerdings wird vorausgesetzt, daß die großräumigen Bedingungen quasistationär sind.
Am Tage nimmt durch den höheren turbulenten vertikalen Impulstransport die Kopplung der vom Rheintal geführten Luftmassen mit den darüberliegenden zu, so daß der Windvektor in der Grenzschicht in Richtung der Talachse dreht. Das bringt dann einen erhöhten Massenfluß in Talrichtung und einen abnehmenden in Querrichtung mit sich.

In der Nacht treten an den Hängen, besonders am steilen Abfall der Haardt, an den Seitentaleinmündungen, aber auch schon an flachen Hangmulden zum Teil kräftige Hangabwinde und Bergwinde auf (Höschele 1980, Walk 1980). Diese verstärken die Strömung im ganzen Rheintal. Damit verbunden sind die großen beobachteten Massenflüsse in Abb. 1 und Abb. 2.

2.2 VERTIKALGESCHWINDIGKEITEN

Aus der Divergenz des horizontalen Massenflusses lassen sich die Profile der Vertikalgeschwindigkeit berechnen. In den Abb. 3 - 6 sind für zwei Tage mit unterschiedlichen großräumigen Bedingungen die Windvektoren für einen Tages- und einen Nachttermin dargestellt.
Am 17./18.9. liegt eine antizyklonale Westlage vor. Die starken Windgeschwindigkeiten verhindern die Ausbildung von thermischen Zirkulationen an den Talrändern. (Abb. 3 und 4). Es ist am Tag und in der Nacht ein wellenartiger Strömungsverlauf zu erkennen, wie es auch Prenosil (1980) modellmäßig berechnet hat. Die starken Vertikalgeschwindigkeiten an der Haardt sind etwas zu hoch, da der Pfälzer Wald bei der Rechnung als undurchlässig angenommen wurde, in Wirklichkeit aber von Seitentälern durchschnitten wird und auch nicht überall 600 m ü. NN hoch ist.

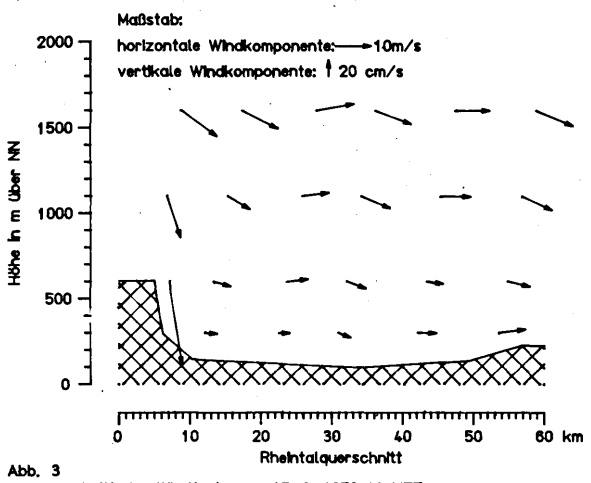


Abb. 3
Vertikalschnitt des Windfeldes am 17. 9. 1979 14 MEZ

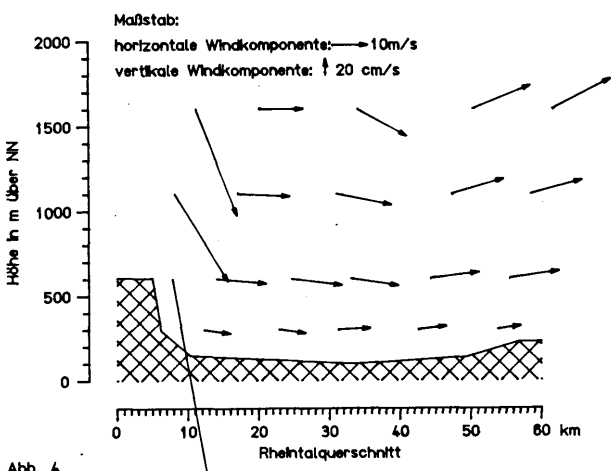


Abb. 4
Vertikalschnitt des Windfeldes am 18. 9. 1979 4 MEZ

Der 27.9. ist ein windschwacher Strahlungstag. An den Talrändern können sich daher thermische Zirkulationssysteme ausbilden, die zum Teil geschlossen, zum Teil von der Talüberströmung überlagert sind (Abb. 5 und 6). Sie reichen bis in die Talmitte, wo nachts eine Konvergenz und am Tage eine Divergenz der horizontalen Strömung auftritt. Trotz des steileren Geländeabfalls an der Haardt gegenüber dem Kraichgau sind beide Zirkulationen etwa gleich stark ausgeprägt. Sie wirken sich

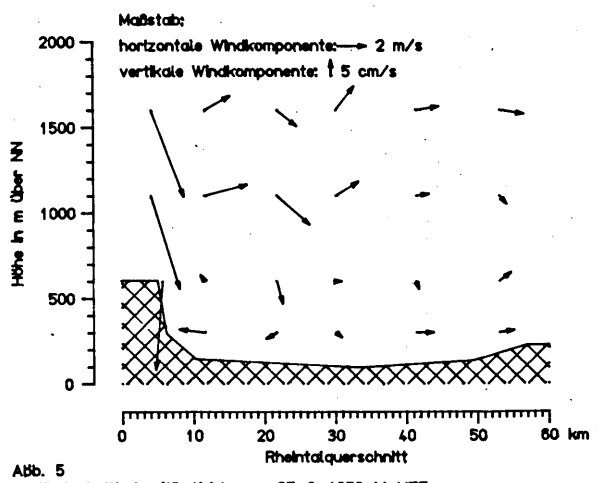


Abb. 5
Vertikalschnitt des Windfeldes am 27. 9. 1979 14 MEZ

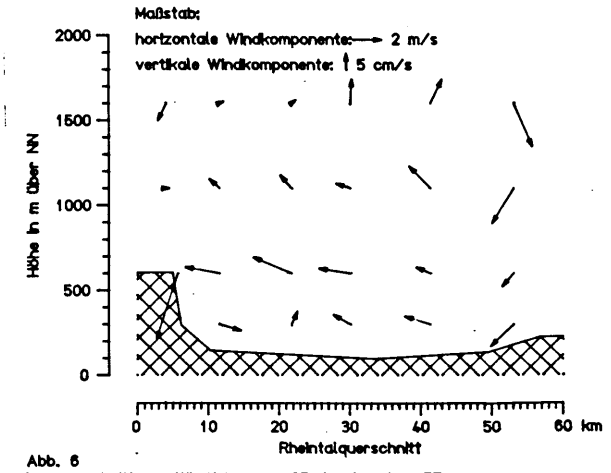


Abb. 6
Vertikalschnitt des Windfeldes am 27. 9. 1979 21 MEZ

noch bis in Höhen von über 600 m ü. NN aus, wo die Strömungsform dann einen wellenartigen Charakter annimmt.

3 LITERATUR

FIEDLER, F., PRENOSIL, T.:

Das MESOKLIP-Experiment. Wiss. Berichte des Meteorol. Instituts der Universität Karlsruhe (1980).

PRENOSIL, T.:

Anwendungen eines numerischen Modells für die Überströmung mesoskaliger Geländeformen. Ann. d.Met. (N.F.) Nr. 16 (1980), S. 106 - 108.

HÖSCHELE, K.:

Einfluß charakteristischer Geländestrukturen auf die Strömung am Ostrand des Oberrheintals. Ann. d.Met. (N.F.) Nr. 16 (1980), S. 72 - 74.

WALK, O.:

Vertikalprofile der Windrichtung im Oberrheintal und am Kraichgaurand. Ann. d. Met. (N.F.) Nr. 16 (1980), S. 189 - 191.

NUMERICAL EXPERIMENTS ON BORA WIND

Jelko Urbančič
Hidrometeorological Institute
of S. R. Slovenia
Ljubljana, Yugoslavia

ABSTRACT

We concerned here with the dynamic characteristisc of bora wind in order to model it numerically. The problem of model equations and numerical integration is described as well.

1. INTRODUCTION

Bora is a sloping local wind. This wind type appears in several locations in the world e.g. in West Washington, on the Black sea coast and in some other regions in the USSR. In Japan it is called Oroshi. The most characteristic shape of that wind appears on the Adriatic coast from Trieste (Italy) to Dubrovnik (Yugoslavia).

Bora wind was discussed by several authors. Yoshino (72,p-1) and (76) studied bora wind on the whole Adriatic coast and in the Ajdovščina region. Makjanić (78) studied it on the Croatia coast mainly in the Senj region. Petkovšek and Paradiž studied it in Slovenia mainly in the Ajdovščina region.

Very strong gustiness, time and space variability of the bora flow render the ground measuring more difficult. High wind speed usually exceeds 40 m/s several times a year and makes the measuring of vertical wind profile by radiosondes impossible. Plane flight and penetrating the bora flow is impossible because of strong turbulence. We expect that we will solve some unknown facts by means of numerical model.

2. DYNAMIC CHARACTERISTICS OF BORA

Bora wind has for its physical background mainly two phenomena:
- a strong horizontal pressure gradient that is the consequence of passing frontal systems
- a strong horizontal pressure gradient and a strong horizontal temperature gradient that is the result of the advection of the cold continental air and his diking by the mountainous ridge above the Adriatic coast. In common, both phenomena with various intensity are present.

Paradiž (57,p-160) states the maximum measured reduced surface pressure difference between both sides of the ridge to be 14.6 mb. The temperature difference are considerable, too. The characteristic temperature gradient on the 850 mb level is at least 3 K/100km.

So, the great pressure gradient causes a strong bora wind with extrems over 40 m/s. In Slovenia, the greatest measured wind speeds are:
Ajdovščina 47.4 m/s (period 20 years)
Dolga poljana 49 m/s (period 3 years)
Tinjan 51 m/s (period 3 years)

This wind type has a large variability of speed. The maximum hourly speed and the average hourly speed are in average proportion 1:2.5 . Gust periods from 10 minutes to one hour are remarkable. That corresponds to Brunt-Väisala frequence in which the diking air waves on the windward of the ridge. The second reason for the great variability of

the bora wind is based on the great turbulence of the flow. The wind speed may be doubled in a few seconds and in the same way it may fall again.

Horizontal velocity does not increase by the altitude like it does in the case of other wind types. The depth of the bora flow seems to be bounded and relatively small. Paradiž (57, p-167) states a phenomenom of the opposite wind direction on 850 mb level to the bora flow in the ground.

The vertical temperature profile is expected to be near-adiabatic because of great turbulence of the bora flow. That causes a large scale of the exchange coeffients and the diffusion in the flow.

3. MODELLING PROBLEMS

In the first approximation the two dimensional model is sufficient for simulation of the bora wind. It has a vertical and one horizontal coordinate. The state of the athmosphere is described by the folowing system of equations :

- the equation of continuity

$$\frac{\partial \varrho}{\partial t} + \nabla(\varrho \vec{u}) = 0$$

- the momentum equation or equation of motion

$$\frac{\partial}{\partial t}(\varrho u) + \nabla(\varrho u^2 + p) - \varrho K \nabla^2 u = 0$$

- energy equation

$$\frac{\partial}{\partial t}(\varrho E) + \nabla(\varrho u E + p u) - K \nabla^2(\varrho E) = 0$$

We consider also the perfect gas law

$$p = \varrho R T$$

In the phenomenom of bora the phase changes are not significant and these are all the equations that are necessary to describe the process. To make the system useful we must simplify it. We omit the equation segments with neglectable contribution to the result. We may simplify or even parametrize the segments with relatively small contribution to the result. The friction effect, for instance may be parametrizied in makro and mezo scale models. In mikro scale models, especially in studying PBL that is not correct. In studying bora the friction is computed by means of momentum diffusion. It is shown that friction is the most important effect in equation of motion. In scale analyse it is similar to the scale of pressure gradient.

In the next step of numerical modeling we approximate the differential equations by the finite difference equations for computing them in the grid points. Instead of differencial we solve the system of algebraic equations and instead of contiguous field of their action we compute in discrete one. The changed system has different characteristics from the original one. We make it similar by choosing the correct time step and the integration scheme.

The choise of the coordinate system bases on two reasons : computing diffusion in vertical direction and slope topography. We choose zeta (ζ) coordinate system :

$$\zeta = \frac{z - z_S}{z_T - z_S}$$

index :
T - top
S - surface

Because of the nonhomogenous topography a fine mesh with grid step 1 km in horizontal and 100-150 m in vertical direction is recomended.

Optimum and maximum possible time step depends on the elements of finite difference equations and on chosen integration scheme. Equation of advection

$$\frac{\Delta}{\Delta t} = u \cdot \frac{\Delta}{\Delta x}$$

in the case of explicite integration scheme permits the maximum possible time step :

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{u}$$

That is known as Courant-Friedrichs-Lewy criterion (CFL). Sound waves are the solution of the system, too. Their velocity is the greatest in the model so they cause the time step. In the case of verical grid step 100 m, we can use the time step of maximum 0.3 sec. But if we use an implicit integration scheme this criterion can be omitted.
Diffusion equation

$$\frac{\Delta u}{\Delta t} = \frac{K}{\Delta x^2} \cdot (u_{i+1} + u_{i-1} - 2 \cdot u_i)$$

causes a new restriction to the time step. There is a condition for stability of the system:

$$\Delta t < \frac{\Delta x^2}{K}$$

Because of great turbulence there is a great exchange coefficient K in the bora flow. In the case of vertical grid step 100 m, the time step can not be greater than a few seconds. If the implicit integration scheme is used that is the maximum possible time step.

4. MODEL PRACTICABILITY

In micro scale models the simulation is normally slower than the elapsed process in nature. This is not so important because the modelling area has not a prognostic capability. Therefore micro models diagnose steady state depending on boundary conditions or simulate development from primary to steady state. For prognostic usage they should receive boundary conditions from a bigger prognostic model. Studying bora we generate boundary conditions as time depended function.

Studying a process the simulation speed should be at least one tenth of the process speed in nature using a small institute computer. This criterion allows greater and slower models by the development of computers and projecting of paralel processing. Model for simulation bora created on these instructions is too slow to be practical now. But neglecting computer progress we expect that we can optimize it and make useful.

REFERENCES

Harlow, F.; Amsden, A.: Fluid Dynamics. LASL Monographs LA-4700. Los Alamos Scientifics Laboratory of the University of California. Los Alamos. New Mexico 1971

Haugen, D.: (editor) Workshop on Micrometeorology. American Meteorological Society Boston 1973

Makjanić, B.: Bura, jugo, etezija. Savezni hidrometeorološki zavod. Beograd 1978

Mesinger, F.: Dinamička meteorologija. Građevinska knjiga. Beograd 1976

Paradiž, B.: Burja v Sloveniji. 10 let hidrometeorološke službe. Hidrometeorološki zavod SR Slovenije Ljubljana 1957. p. 147-172

Petkovšek, Z.: Temperature Fields in Adiabatic Flow Over Mountain Ridges. Papers (10) Slovenian Meteorological Society. Ljubljana 1968

Yoshino, M.: An Annotated Bibliography on Bora. Climatological Notes 10. Department of Geography. Hosei University. Tokyo 1972

Yoshino, M.: Local Wind Bora. University of Tokyo Press. Tokyo 1976

DER EINFLUSS VON WOLKEN UND NIEDERSCHLAGSBILDUNG AUF DIE ÜBERSTRÖMUNG EINES GEBIRGES

Dorwarth, Gerhard

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

1. EINLEITUNG

Die weitaus größte Zahl aller theoretischen Untersuchungen, die sich mit der Überströmung von Gebirgen beschäftigt, behandelt die Atmosphäre trocken, d.h. Phasenumwandlungsprozesse bleiben unberücksichtigt. In der Natur ist das erzwungene Anheben von Luftmassen über Hindernissen jedoch häufig mit Wolkenbildung verknüpft, die durch den Umsatz latenter Wärme einen erheblichen Einfluß auf die Strömungskonfiguration besitzen kann. Ziel dieser Arbeit ist es deshalb, die Dynamik der Wolkenbildung über Gebirgen zu untersuchen. Hierzu wird ein zweidimensionales numerisches Modell verwendet, das neben den Bewegungsgleichungen die Bilanzen von Wasserdampf und Hydrometeoren berücksichtigt.

2. MODELLBESCHREIBUNG

Corioliskräfte, subskalige Impulsflüsse zum Boden sowie Gradienten in y-Richtung werden vernachlässigt. Die Kontinuitätsgleichung wird approximiert durch

$$\nabla \cdot \bar{\rho}\, w = 0 \qquad (1)$$

Gleichung (1) gestattet die Einführung einer Stromfunktion ψ , die sich aus der Rotation ζ des Geschwindigkeitsfeldes berechnen läßt.

$$\Delta\psi = \bar{\rho}\zeta + u\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \qquad (2)$$

Die prognostischen Gleichungen für ζ und für die Abweichung Θ' der potentiellen Temperatur vom Grundzustand lauten

$$\bar{\rho}\frac{\partial \zeta}{\partial t} + J(\psi,\zeta) = -\frac{\partial}{\partial x}\left(g\bar{\rho}\left(\frac{\Theta'_v}{\bar{\Theta}_v} - q_w + \frac{u^2+w^2}{2g}\frac{\partial}{\partial z}\ln\bar{\rho}\right)\right) - \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}\frac{\partial u}{\partial t} + D\zeta \qquad (3)$$

$$\bar{\rho}\frac{\partial \Theta'}{\partial t} + J(\psi,\Theta') = -\bar{\rho}w\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} + D\Theta + \frac{\dot{h}}{\bar{\Pi}c_p} \qquad (4)$$

Hierin bezeichnet J die Jacobifunktion, D die subskalige Turbulenz, $\bar{\Pi}$ die Exnerfunktion, $\dot{h}$ die Enthalpieänderung durch Phasenumwandlungen und q_w die Konzentration von Wassertröpfchen. Eis wird nicht berücksichtigt.

Die Behandlung der Wolkenmikrophysik erfolgt nach KESSLER (1969) in parametrisierten Bilanzgleichungen für Wasserdampf, Wolkenwasser und Regenwasser. Niederschlag wird initialisiert, sobald der Wolkenwassergehalt größer als $0{,}5\ g\ m^{-3}$ ist.

Zur Berücksichtigung der unregelmäßigen unteren Berandung wird eine neue Vertikalkoordinate η eingeführt

$$\eta = \frac{z-H}{h-H} \qquad (5)$$

wobei h die Höhe der Topographie und H die Höhe der Modellobergrenze bezeichnet. Die Simulation der Ausstrahlungsbedingung am Modelloberrand erfolgt über eine Rayleighdämpfung nach DURRAN (1981).

Die zeitliche Integration der prognostischen Gleichungen geschieht über ein Leapfrog-Verfahren, der Jacobioperator wird durch ein ARAKAWA-Schema approximiert. Zur Kopplung der Zeitschritte beim Leopfrog Verfahren wird ein Zeitfilter nach ASSELIN (1972) verwendet.

3. ERGEBNISSE

3.1. STABILER FALL

Ein gaußförmiger Bergrücken mit einer Höhe von 650 m und einer Halbwertsbreite von 8 km wird mit einer Geschwindigkeit von 7,5 m s^{-1} angeströmt. Das Temperaturprofil der Anströmung ist stabil gegenüber pseudoadiabatischen Prozessen. Das vorgegebene Feuchteprofil zeigt eine feuchte untere und trockene obere Troposphärenhälfte.

Sowohl mit als auch ohne Berücksichtigung der Wolkenbildung weisen die Modellergebnisse die Entstehung von Leewellen auf. Die dominante horizontale Wellenlänge ist größer als die vertikale, so daß sich die Leewellen vertikal bis zur Tropopause ungedämpft ausbreiten können. Kondensation tritt in der unteren Troposphäre in den Wellenbergen auf. Das Freiwerden latenter Wärme führt zu einer Temperaturerhöhung in diesen Gebieten und zu einer Erhöhung der Vertikalgeschwindigkeit. Insgesamt verringert sich der Impulstransport durch Wellen zum Boden im Vergleich zum trockenen Fall.

3.2. LABILE SCHICHTUNG

Gegeben seien dieselben Anströmverhältnisse wie oben. Das Temperaturprofil sei in einer Schicht jedoch labil gegenüber pseudoadiabatischen Vertikalbewegungen. In diesem Fall verändert das Freiwerden latenter Wärme die Stabilitätsverhältnisse, die Leewellen werden zerstört. Das Modell zeigt die zeitabhängige Ausbildung von Konvektion, die in der feuchtlabilen Schicht ausgelöst wird.

LITERATUR

ASSELIN, R.:
Frequency filter for time integrations.
Mon. Wea. Rev. 100 (1972), S. 487 - 490.

DURRAN, D.R.:
The effect of moisture on mountain lee waves.
Massachusetts Institute of Technology and National Center for Atmospheric Research Cooperative Thesis NCAR-CT-65, 1981.

KESSLER, E.:
On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations.
Meteor. Monograph 10, No. 32,1969.

VHF-RADARMESSUNGEN WÄHREND ALPEX

P. Czechowsky, R. Rüster und G. Schmidt

Max-Planck-Institut für Aeronomie, 3411 Katlenburg-Lindau

ZUSAMMENFASSUNG: Während des mesoskaligen Experiments im Raum Kufstein und Rosenheim (MERKUR) innerhalb des Alpenexperiments (ALPEX) wurden in der Nähe von Rosenheim Windmessungen mit dem SOUSY-VHF-Radar des Max-Planck-Instituts für Aeronomie durchgeführt. Die technischen Daten des Radars sowie das Meßprinzip und die damit erfaßbaren physikalischen Parameter werden vorgestellt. Nördlich und südlich der VHF-Radarstation führten der Deutsche Wetterdienst und das Meteorologische Institut der Universität Karlsruhe Windmessungen mit Radiosonden und Pilotballonen durch. Da zu bestimmten Zeiten auch in situ-Beobachtungen von Flugzeugen vorliegen, lassen sich die Ergebnisse der drei unterschiedlichen Meßmethoden vergleichen sowie die Änderungen von Windgeschwindigkeit und Windrichtung an den drei auf einer Nord-Süd-Linie im Rosenheimer Becken betriebenen Stationen diskutieren.

1 EINLEITUNG

In den vergangenen Jahren sind VHF-Radars erfolgreich bei Untersuchungen dynamischer Prozesse in der Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre eingesetzt worden (z.B. WOODMAN und GUILLEN, 1974; CZECHOWSKY et al., 1976; GAGE und BALSLEY, 1978; RÖTTGER et al., 1978; SCHMIDT et al., 1979).
Während der SOP (Special Observing Period) von ALPEX (Alpine Experiment) wurden erstmalig im Rahmen eines meteorologischen Schwerpunktprogramms über einen längeren Zeitraum Windmessungen mit Hilfe eines VHF-Radars durchgeführt. Das Max-Planck-Institut für Aeronomie war mit seinem portablen Hochleistungsradar beteiligt.

2 VHF-RADAR

Das in der Nähe von Rosenheim stationierte Radar arbeitet im VHF (Very High Frequency)-Band auf einer Frequenz von 53,5 MHz (Wellenlänge = 5,6 m) mit einer Ausgangsspitzenleistung von 125 kW. Die Flächenantenne, die sowohl zum Senden als auch zum Empfangen dient, besteht aus 132 Einzel-Yagi-Elementen. Radarechos der abgestrahlten Pulse entstehen hauptsächlich durch Streuung an turbulenten Fluktuationen des atmosphärischen Brechungsindexes mit Skalen von der halben Radarwellenlänge oder durch partielle Reflexion an horizontal ausgedehnten Schichten. Die Echointensität, die Laufzeit sowie die Frequenzverschiebung der empfangenen Signale enthalten Informationen über die Echostrukturen, deren Höhe und Geschwindigkeit. Da die Antennenkeule elektronisch geschwenkt werden kann, läßt sich der dreidimensionale Geschwindigkeitsvektor aus Messungen in drei Richtungen bestimmen.

3 GEGENÜBERSTELLUNG DER MESSMETHODEN

Während MERKUR (23.3.-5.4.1982) führten der Deutsche Wetterdienst und das Meteorologische Institut der Universität Karlsruhe nördlich und südlich der VHF-Radarstation Windmessungen mit Radiosonden und Pilotballonen durch. Da zu bestimmten Zeiten auch in situ-Beobachtungen von Flugzeugen vorliegen, kann somit zum ersten Mal ein Vergleich der Ergebnisse dieser drei unterschiedlichen Meßmethoden durchgeführt werden. Die folgende kurze Zusammenfassung gibt die wichtigsten charakteristischen Merkmale der einzelnen Meßsysteme wieder.

3.1 VHF-Radarmessungen

Durch aufeinanderfolgende Messung der Radial-

geschwindigkeit in drei Richtungen läßt sich der dreidimensionale Geschwindigkeitsvektor bestimmen. Je nach Wahl verschiedener Radarparameter (wie Pulslänge, Pulsfolgefrequenz usw.) können etwa alle 30 Sekunden Vertikalprofile der drei Komponenten des Geschwindigkeitsvektors bis in Höhen von ca. 25 km registriert werden. Die bestmögliche Höhenauflösung beträgt dabei etwa 150 m. VHF-Radars sind daher besonders gut geeignet, dynamische Prozesse mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung an einem festen Ort zu untersuchen (z.B. KLOSTERMEYER und ROSTER, 1980; ROSTER und CZECHOWSKY, 1980).

3.2 Flugzeugmessungen

Windmessungen mit Flugzeugen können kontinuierlich entlang der Flugbahn durchgeführt werden, so daß die räumliche Auflösung sehr hoch sein kann. Die Zeitdauer für die Messung eines Windprofils hängt jedoch von der Steiggeschwindigkeit ab und wird, wie auch die maximal erreichbare Höhe, vom Flugzeugtyp bestimmt. Parallel können zusätzliche Parameter wie z.B. Temperatur und Feuchte gemessen werden.

3.3 Rawinsondenmessungen

Ein ballongetragener Reflektor wird mit einem Radargerät verfolgt, das im 10-GHz-Bereich arbeitet. Bei dieser Methode wird das Windprofil aus dem Azimut- und Erhebungswinkel des Ballons in Bezug auf das Radar sowie aus der Entfernungsänderung pro Zeiteinheit abgeleitet. Die maximale Höhe hängt von der Größe der Ballone ab und nicht selten werden 30 km überschritten. Die Höhenauflösung ergibt sich aus der Steiggeschwindigkeit der Ballone (ca. 150 m/min) und der Pulsfolge des nachgeführten Radars. Das so gemessene Profil gibt die Windgeschwindigkeit und -richtung entlang der Flugbahn des Ballons wieder. Dabei können zwischen Start und Gipfelhöhe bis zu 60 min Zeitdifferenz und über 100 km Ortsdifferenz liegen. Neben Windgeschwindigkeit und -richtung werden Luftdruck, Temperatur und Feuchte gemessen.

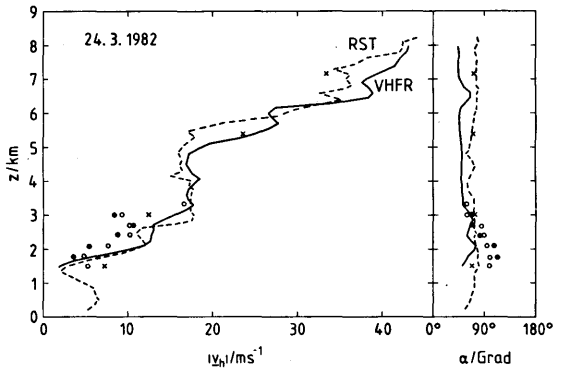


Abb. 1 Höhenprofile der Windgeschwindigkeit und Windrichtung am 24.3.1982.
— — — — Radiosonde Thalreit (17.15-18.10 GMT),
———— VHF-Radar Rosenheim-Aising (17.30-17.41 GMT),
× × × × Radiosonde München (18.00 GMT Start),
Flugzeug (15.00-17.00 GMT):
o o o o Steigflug,
● ● ● ● Sinkflug.

4 ERGEBNISSE

In Abb. 1 sind im Vergleich die Ergebnisse der verschiedenen Meßsysteme zusammengestellt. Die Kurven zeigen Windgeschwindigkeit und Windrichtung, die bei Rosenheim mit dem VHF-Radar (VHFR) und in Thalreit bei einem Radiosondenaufstieg (RST) gemessen wurden. Die Kreuze geben die Daten der Münchener Radiosonde wieder, während die Kreise (Steigflug) und die Punkte (Sinkflug) aus Flugzeugbeobachtungen stammen, die in unmittelbarer Nähe der Radarstation durchgeführt wurden. Dieser Gegenüberstellung ist zu entnehmen, daß es zwischen den Ergebnissen der verschiedenen Meßsysteme Streuungen gibt, die hauptsächlich durch die Zeit- bzw. Ortsdifferenzen bei den Messungen erklärt werden können und nicht unbedingt auf die technischen Spezifikationen der Methoden zurückzuführen sind. Bis in Höhen von etwa 5 km ist die Übereinstimmung zwischen den Radiosonden- und Radarmessungen sowohl im Betrag als auch in der Richtung des Windes gut, mit zunehmender Höhe vergrößern sich jedoch die Abweichungen. Dabei muß aber berücksichtigt werden, daß die Radiosonde, die in Thalreit um 17.15 GMT gestartet wurde, schon eine Radialentfernung von

ca. 60 km zurückgelegt hatte, bevor sie die Höhe von 8 km erreichte. Da die Flugzeugmessungen schon etwa eine Stunde vor dem Aufstieg beendet wurden, ist hier eine vergleichende Aussage durch zeitliche Änderungen beschränkt. Es zeigt sich also, daß durch zeitliche und räumliche Differenzen zwischen den Beobachtungen von höchstens einer Stunde bzw. einigen Kilometern schon mit Variationen des Windfeldes von maximal 10 $m\,s^{-1}$ gerechnet werden muß.

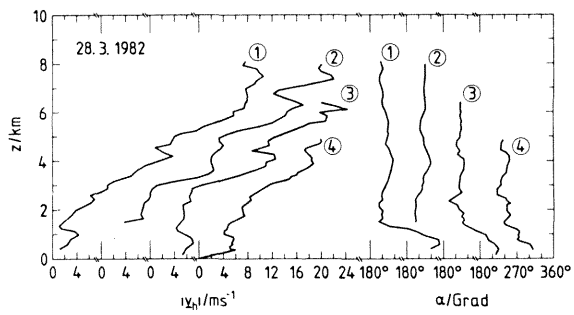


Abb. 2 Höhenprofile der Windgeschwindigkeit und Windrichtung am 28.3.1982, 11.15 GMT.
(1) Radiosonde Thalreit,
(2) VHF-Radar Rosenheim-Aising,
(3) Radiosonde Götting,
(4) Radiosonde Kobel.

Abb. 2 zeigt Höhenprofile der Windgeschwindigkeit und Windrichtung gemessen mit dem VHF-Radar und mit Radiosonden an den Stationen Thalreit, Götting, Kobel, die in einem Dreieck um Rosenheim liegen. Bei diesem Beispiel ist die Windgeschwindigkeit bis in Höhen von etwa 3 km deutlich geringer als am 24.3.1982, so daß auch die Übereinstimmung zwischen allen vier Meßreihen in diesem Höhenbereich wesentlich besser ist. Erst in größeren Höhen werden Windscherungen registriert, die eine deutliche Ortsabhängigkeit aufweisen. Bei den hier zugrunde gelegten Meßreihen handelt es sich größtenteils um Rohdaten, die nur einen ersten groben Überblick ermöglichen und nur als erster Ansatz zum Vergleich der verschiedenen Systeme betrachtet werden können. Ein Bezug zu meteorologischen Ergebnissen ist daher auch noch verfrüht.

Wir danken dem Deutschen Wetterdienst und dem Meteorologischen Institut der Universität Karlsruhe für die hier verwendeten Rohdaten aus Radiosondenaufstiegen sowie dem Lehrstuhl für Flugmechanik der Universität Braunschweig für die Flugzeugmessungen.

LITERATUR

CZECHOWSKY, P., J. KLOSTERMEYER, J. RÖTTGER, R. RÖSTER, G. SCHMIDT and R.F. WOODMAN: The SOUSY-VHF-Radar for tropo-, strato- and mesospheric sounding. Preprint Vol., 17th Conf. on Radar Meteor., S. 349-353, Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass. (1976).

GAGE, K.S. and B.B. BALSLEY: Doppler radar probing of the clear air. Bull. Amer. Meteor. Soc. 59, S. 1074-1092 (1978).

KLOSTERMEYER, J. and R. RÖSTER: Radar observation and model computation of a jet stream-generated Kelvin-Helmholtz instability. J. Geophys. Res. 85, S. 2841-2846 (1980).

RÖTTGER, J., J. KLOSTERMEYER, P. CZECHOWSKY, R. RÖSTER and G. SCHMIDT: Remote sensing of the atmosphere by VHF radar experiments. Naturwiss. 65, S. 285-296 (1978).

RÖSTER, R. and P. CZECHOWSKY: VHF radar measurements during a jet stream passage. Radio Sci. 15, S. 363-369 (1980).

SCHMIDT, G., R. RÖSTER and P. CZECHOWSKY: Complementary code and digital filtering for detection of weak VHF radar signals from the mesosphere. IEEE Trans. Geosci. Electron. GE-17, S. 154-161 (1979).

WOODMAN, R.F. and A. GUILLEN: Radar observations of winds and turbulence in the stratosphere and mesosphere. J. Atmos. Sci. 31, S. 493-505 (1974).

DIFFUSIONSEXPERIMENTE WÄHREND MERKUR
EIN BEITRAG ZUR PHÄNOMENOLOGIE DER AUSBREITUNG

Arno Groll
Amt für Wehrgeophysik

Als typisches Beispiel für die Wetterlage während der 10-tägigen Messkampagne MERKUR sei der 1.4.82 herausgegriffen. Bild 1 zeigt die Wetterlage 12oo GMT.

Bild 2 zeigt den Verlauf des Temperaturgradienten in den untersten Metern der Atmosphäre von der morgendlichen Inversion über ihre Auflösung bis zum labilen Gradienten gegen o9oo GMT, der dann den ganzen restlichen Tag über zu beobachten war.

Bild 3 demonstriert den Verlauf von Windrichtung und -geschwindigkeit am 1.4. 1982: morgens bildet sich unterhalb der Inversion das lokale Zirkulationssystem aus mit Winden aus WNW, entsprechend des Verlaufes des Mangfalltales, in dem die Messungen stattfanden; mit Auflösen der Inversion und zunehmender Labilisierung der Luft greift das großräumig überlagerte Zirkulationssystem durch mit ebenfalls schwachen Winden aber aus ENE.

Entsprechend des Verlaufs dieser Wettersituation gestalteten sich die Ausbreitungstypen. Die Bilder 4 und 5 zeigen die Zugrichtungsstrahlen der Gasfahne, wobei der Quellpunkt jeweils mit dem momentanen Schwerpunkt der Gasfahne (gemessenes Konzentrationsmaximum) verbunden wurde - z.B. Bild 5 auf den Traversen 22, 23, 24 und 25. Auf diese Weise bekommt man einen guten Eindruck von der Mäanderbewegung der Fahne in relativer Nähe zur Quelle.

Unter dem Einfluß der morgendlichen Inversionslage ist der Winkel dieser Mäanderbewegung etwa 15° (Bild 4). das ausge-

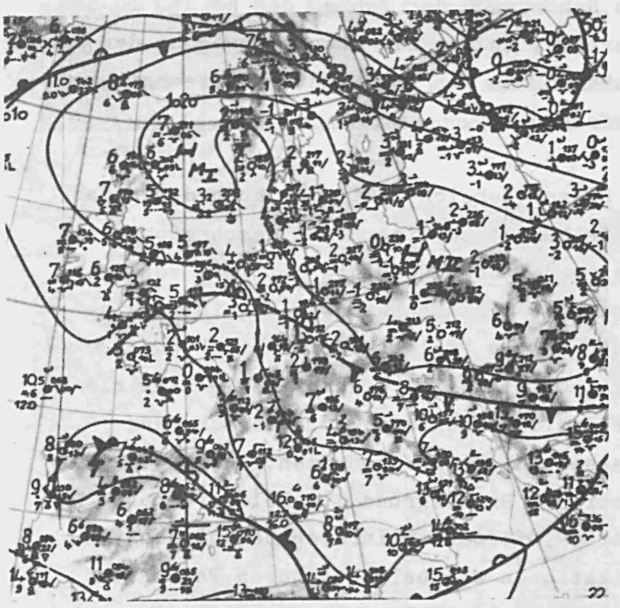


Bild 1: Wetterlage am 1.4.1982, 12oo GMT

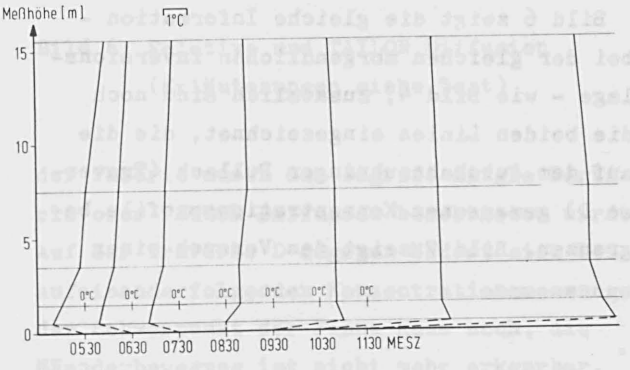


Bild 2: Zeitliche Entwicklung des Tempeturgradienten am 1.4.1982

brachte Gas wurde wenig durchmischt und erreichte hohe Zugweiten. Während der Übergangsphase von der Inversion zu labiler Schichtung am Nachmittag konnte wegen der umlaufenden Winde (Bild 3) keine Konzentrationsmessung durchgeführt werden. Erst gegen Mittag und am Nachmittag war die Fahne meßtechnisch wieder zu erfassen (Beispiel Bild 5). Es ergaben sich jetzt Ausbreitungswinkel bis zu 60° (Bild) und mehr im Nahbereich der Fahne, das heißt, in dem Bereich, in dem die Mäanderbewegung der Fahne durch die angewandte Messtechnik zu erfassen war.

Dieser Bereich läßt sich auch durch den LAGRANGE'schen Time Scale beschreiben - ein Zeitmaß - oder über die mittlere vorherrschende Windgeschwindigkeit, ein Bereich in dem sich "Relative Diffusion" und "TAYLOR Diffusion" (auch Single Particle Diffusion) voneinander unterscheiden lassen. Es wird angenommen, daß der theoretische Hintergrund zur Relativen und TAYLOR Diffusion hinreichend aus den Publikationen der beiden Autoren TAYLOR und BATCHELOR bekannt sind. Wie sich die beiden Regime - innerhalb des LAGRANGE'schen Time Scale und jenseits dieses Scale - über Konzentrationsmessungen an einer Gasfahne dokumentieren lassen, zeigt Bild 7 in Verbindung mit Bild 6.

Bild 6 zeigt die gleiche Information - bei der gleichen morgendlichen Inversionslage - wie Bild 4, zusätzlich sind noch die beiden Linien eingezeichnet, die die auf dem Autobahnzubringer Pullach (Traverse D) gemessenen Konzentrationsprofile begrenzen. Bild 7 zeigt den Versuch einer

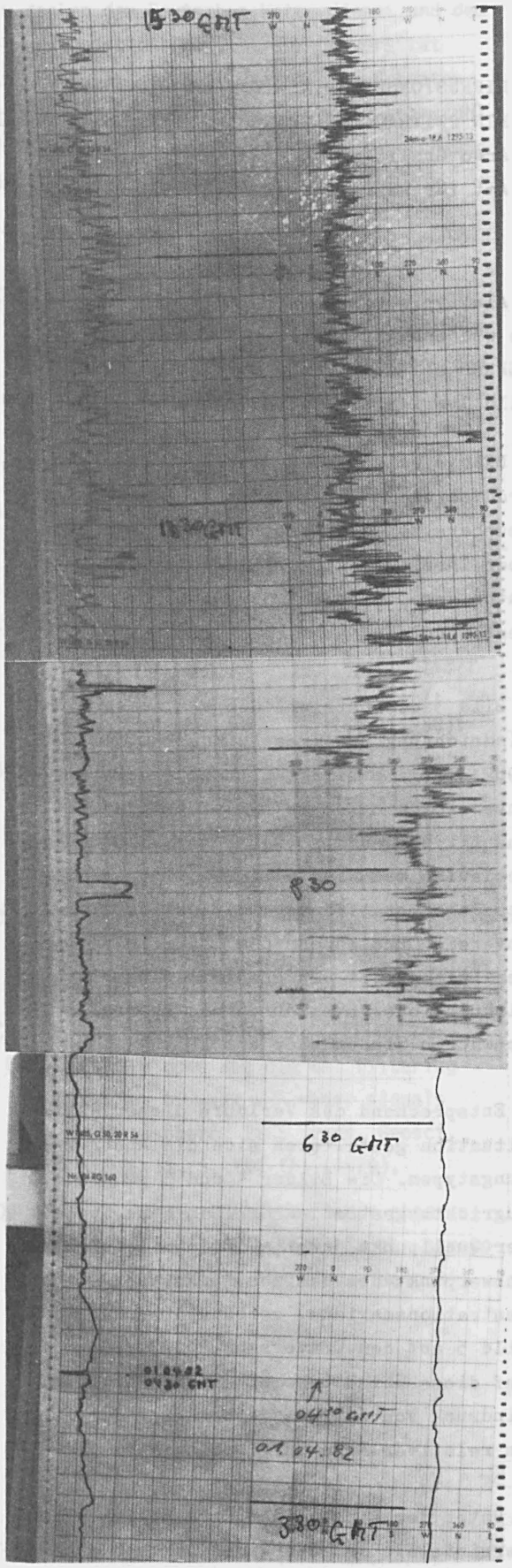


Bild 3: Verlauf von Windrichtung und -geschwindigkeit am 1.4.1982

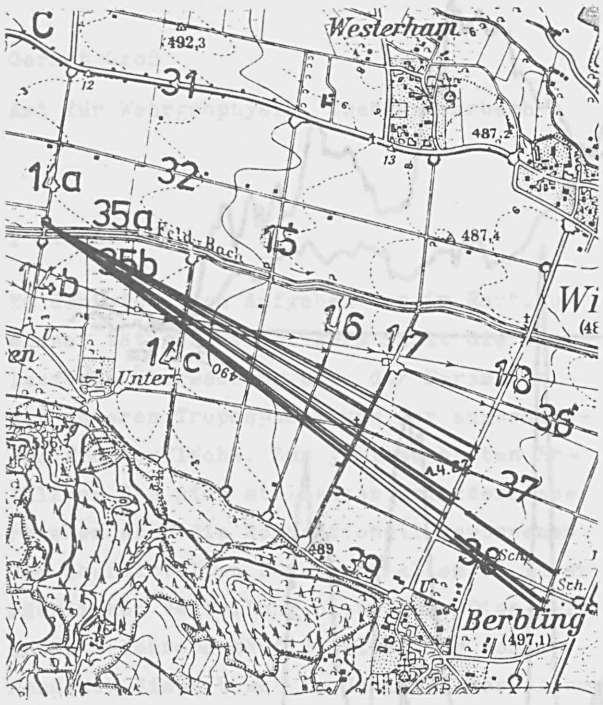


Bild 4: Relative Diffusion bei morgendlicher Inversionslage

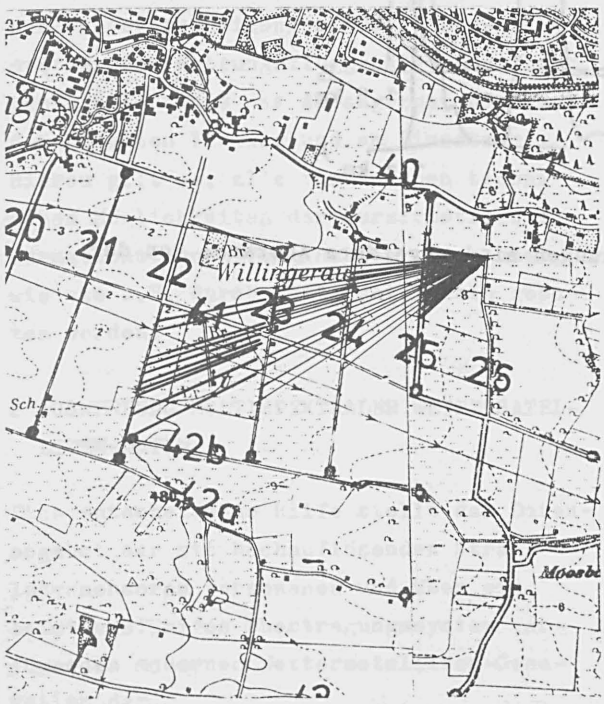


Bild 5: Relative Diffusion bei labiler Schichtung

perspektivischen, lateral zur Ausbreitungsrichtung maßstabsgetreuen Wiedergabe der auf den Traversen A,B,C und D gemessenen Konzentrationsprofile. Man sieht, daß die Traversen A,B und C noch innerhalb des LAGRANGE'schen Time Scale liegen: jedes Einzelprofil variiert entsprechend der Mäanderbewegung des Schwerpunktes der Fahne in seiner Lage auf der Traverse. Die Einzelprofile, in der Ausbreitungstheorie durch den Begriff Relative Diffusion beschreibbar, ergeben erst in der zeitlichen Mittelung das Konzentrationsprofil, das in

Bild 6: Relative und TAYLOR Diffusion (Erläuterungen siehe Text)

der Theorie durch den Begriff Single Particle oder TAYLOR Diffusion beschrieben wird. Auf der Traverse D dagegen ändert sich bei aufeinanderfolgenden Konzentrationsmessungen der Schwerpunkt der Fahne kaum noch, die Mäanderbewegung ist nicht mehr erkennbar, TAYLOR und Relative Diffusion sind ineinander übergegangen, der LAGRANGE'sche Time Scale überschritten.

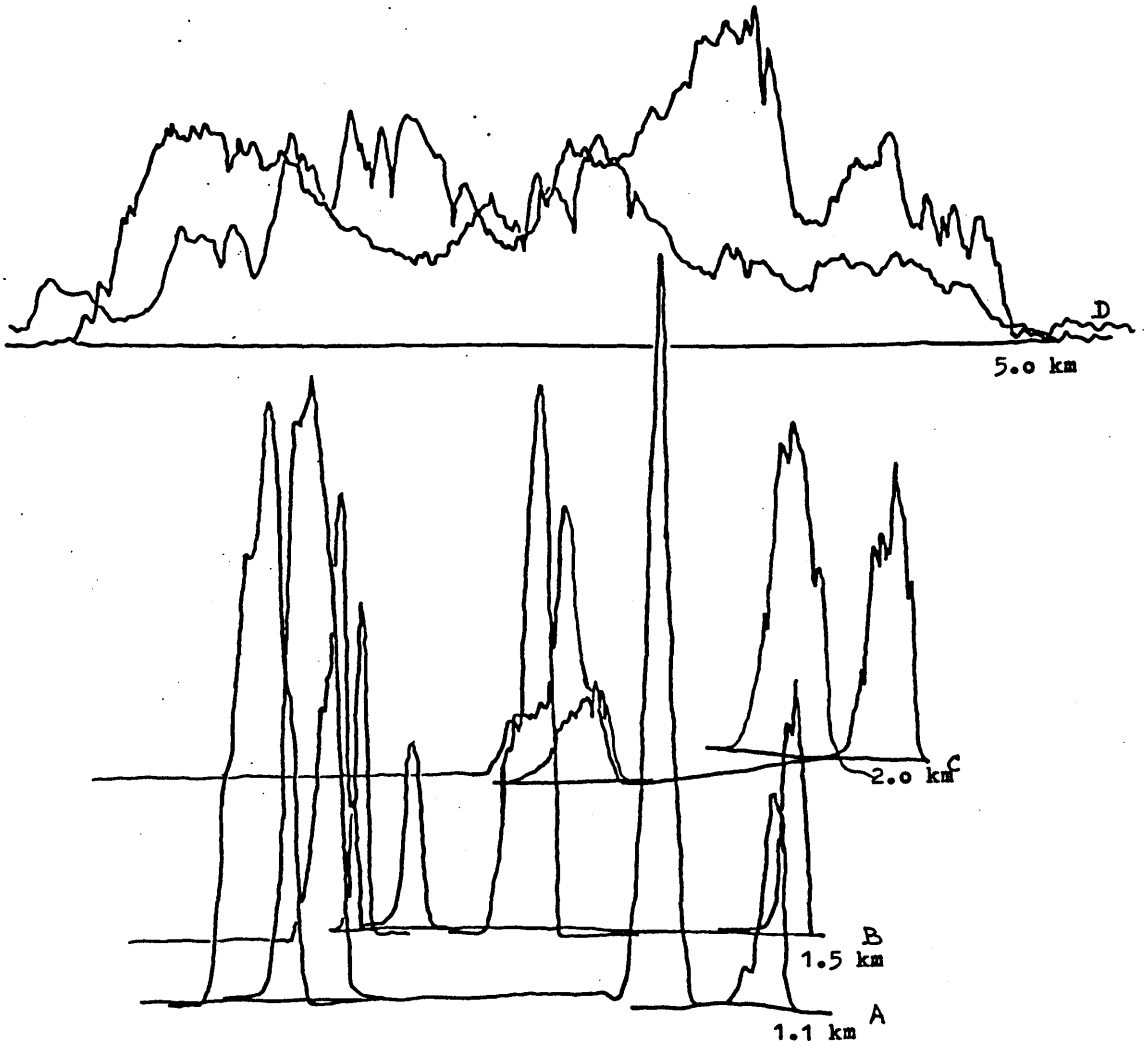


Bild 7: Relative und TAYLOR Diffusion; Entfernungen sind ungefähre Abstände von der Quelle (Erläuterungen siehe Text)

NEBEL IM ALPENVORLAND AUS DER SICHT VON WETTERSATELLITEN MIT HOCHAUFLÖSENDEN STRAHLUNGSSENSOREN

Gernot Groß

Amt für Wehrgeophysik, Traben-Trarbach

1 EINLEITUNG

Zu den wichtigen Aufgaben des im Routinedienst tätigen Synoptikers zählt die fortlaufende Überwachung u.a. der Parameter der unteren Troposphäre und der angrenzenden Erdoberfläche. Zur gewissenhaften Erfüllung der sich stellenden Erfordernisse reichen aber die konventionell gewonnenen und übermittelten Daten vor allem in ihrer räumlichen Verteilung nicht aus. Dies gilt in Mitteleuropa häufig selbst für vom Menschen dicht bewohnte Gebiete, vor allem aber für schwer zugängliche, morphologisch stark gegliederte Räume wie etwa Mittelgebirgsabschnitte und die Alpen. Gerade die kurzfristige Vorhersage fluggefährdender Wettererscheinungen für in Bodennähe operierende Rettungsfluggeräte bedarf der genauen Kenntnis des Anfangszustandes auf dem gesamten Flugweg und am Einsatzort. Hierzu gilt es, alle vorhandenen technischen Möglichkeiten der kurzfristigen Informationsbeschaffung nutzbar zu machen, wie sie z.B. durch Wettersatelliten geboten werden.

2 AUSWERTUNG MULTISPEKTRALER WETTERSATELLITEN-DATEN

Eine entscheidende Hilfe stellt das Datenangebot der mit hochauflösenden Strahlungssensoren versehenen und über ein leistungsfähiges Übertragungssystem verfügenden modernen Wettersatelliten-Generation dar.
Mit einer geeigneten Empfangsanlage werden im Amt für Wehrgeophysik AVHRR-Daten der sonnensynchonen Tiros N/NOAA-Satelliten in Echtzeit gesammelt sowie bearbeitet und stehen rasch der Bild-Auswertung zur Verfügung. Diese erfolgt manuell durch abschnittsweise vorgenommenen Vergleich der aus synchronen Strahlungsdichtemessungen gewonnenen und unterschiedlichen Spektralbereichsabschnitten (Kanälen) solarer und terrestrischer Strahlung zugehörigen Bilder.
Unter Berücksichtigung von Strahlungseigenschaften der Atmosphäre und der Erdoberfläche, bezogen auf die vorliegenden Spektralbereichsabschnitte, erhält man in der Regel einen schnellen Überblick über die räumliche Verteilung einzelner Wolkenstockwerke und besonderer Phänomene.

3 NEBELERKENNUNG DURCH NUTZUNG EINER ÜBERLAGERUNGSERSCHEINUNG IM KANAL 3

Den im kleinen Wasserdampffenster, genauer gesagt im Spektralbereich 3,55 - 3,93 um (Kanal 3), gewonnenen Bilddaten kommt eine besondere Bedeutung zu. Die in diesem Kanal nur für die Nachtseite der quasipolaren Umlaufbahn vorgesehenen Fernmessungen im kurzwelligen Infrarot-Bereich werden auf der Tagseite durch an Wolkentröpfchen reflektierte Solarstrahlung überlagert bzw. überdeckt. Wie der Abbildung (SCHULZE 1970, S. 113, vom Autor zu geringeren Strahlungsdichte-Werten hin erweitert) zu entnehmen ist, überschneiden sich die Spektralverteilungen von terrestrischer Wärmestrahlung und Solarstrahlung im Empfindlichkeitsbereich dieses Kanals. Bei günstigem Sonnenstand und Vorhandensein eines geeigneten Reflektors erreicht den Sensor ein Mischsignal, das einen um etwa eine Größen-

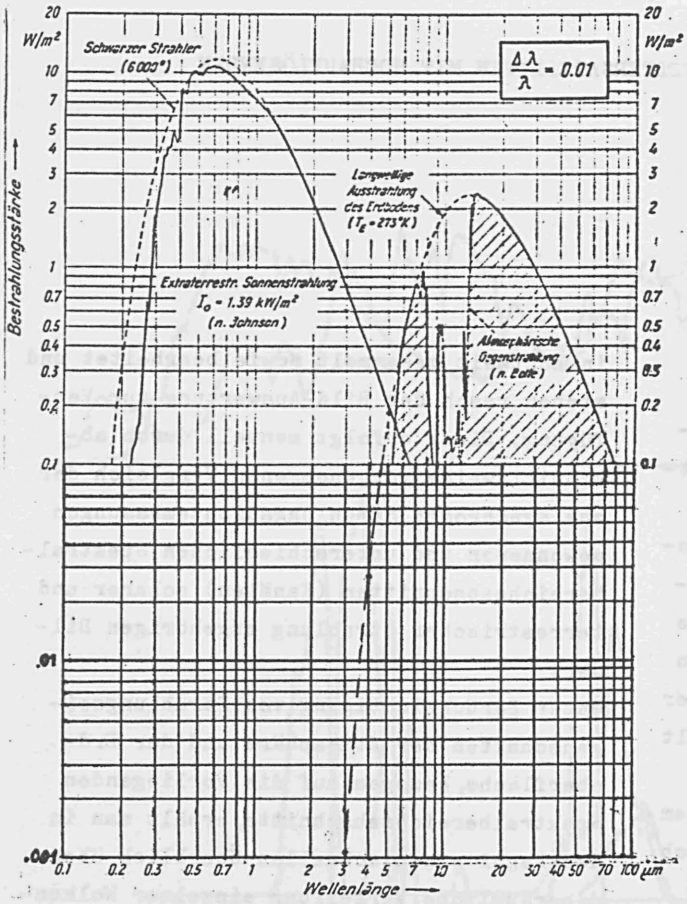


Abb.: Spektrale Verteilungen der extraterrestrischen Solarstrahlung und der terrestrischen Wärmestrahlung bei 273 K, aus SCHULZE (1970, S. 113), zu geringer Bestrahlungsstärke hin erweitert.

ordnung höheren Anteil an reflektierter Solarstrahlung enthält. Nach der bisherigen Erfahrung sind besonders niedrig liegende stratiforme Wolkenfelder an hohen reflektierten Strahldichtewerten beteiligt. Die geschilderte Erscheinung bewirkt bei der angewandten Graustufen-Darstellungstechnik (Dunkeldarstellung hoher Strahldichtewerte), daß sich entsprechende schwarze Wolkenfelder gegenüber der Umgebung sehr gut abheben. Ihre Nutzung eignet sich daher hervorragend zum leichten Aufspüren von Nebel bzw. Hochnebel und deren räumlicher Verteilung. Sie stellt in einzelnen Fällen die einzige Methode zur Nebelerkennung im Satellitenbild überhaupt dar.

In der Praxis lassen sich nebelerfüllte Niederungen mit großem Detailreichtum und bei zur Reflexion günstigem Sonnenstand das "Geäst" der von Nebel betroffenen Alpentäler mit einer Genauigkeit studieren, die im Auflösungsvermögen des Systems der Sondierung und Verarbeitung liegt. Bildserien gestatten darüberhinaus das Verfolgen zeitlicher wie räumlicher Änderungen.

Wegen drucktechnischer Schwierigkeiten muß hier auf eine Darstellung von Bildbeispielen, die in der Präsentation vorgesehen sind, verzichtet werden.

LITERATUR

BELL, G.I. et al.: The Near-Infrared Radiation Received by Satellites from Clouds. Monthly Weather Review, Vol 109 No 10 (1981), p. 2158 - 2163.

LAURITSON, L. et al.: Data Extraction and Calibration. NOAA Technical Memorandum NESS 107 (1979).

SCHULZE, R.: Strahlenklima der Erde. (1970).

FÖHNBEWÖLKUNG AUS DER SICHT DER ZUGSPITZE

Wolfgang Brunner
Wetterstation Zugspitze

Von der Zugspitze, mit 2965m in weitem Umkreis dem höchsten Gipfel am Nordalpenrand, kann der Beginn, Verlauf und Zusammenbruch des Föhns besonders gut beobachtet werden. Die dabei auftretenden Wolkenformen stimmen nicht immer mit den gängigen Vorstellungen überein. Dies liegt sowohl an der Höhe der Beobachtungsstation als auch an der Nähe des Alpenhauptkammes, der nur 40km entfernt ist.
Ein sehr früher Föhnbeginn, mit Absinken bereits beim Aufzug hoher Bewölkung kommt nur selten vor. Bild 1

Bild 1 nach SW

Viel öfter dreht der Wind erst während oder nach dem Aufzug im hohen Niveau auf südliche Richtungen und reißt dann in die Aufzugsbewölkung Lücken. Bild 2 Dabei kann eine ganze Cs-Schicht aufgelöst werden und der Bedeckungsgrad innerhalb kürzester Zeit von 7/8 auf 4/8, im Extremfall noch mehr zurückgehen. Bild 3,4. Dabei bilden sich dann die klassischen Lenticulariswolken. Während der Föhnperiode ist dann oft ein

Bild 2 nach SE

Bild 3 nach W

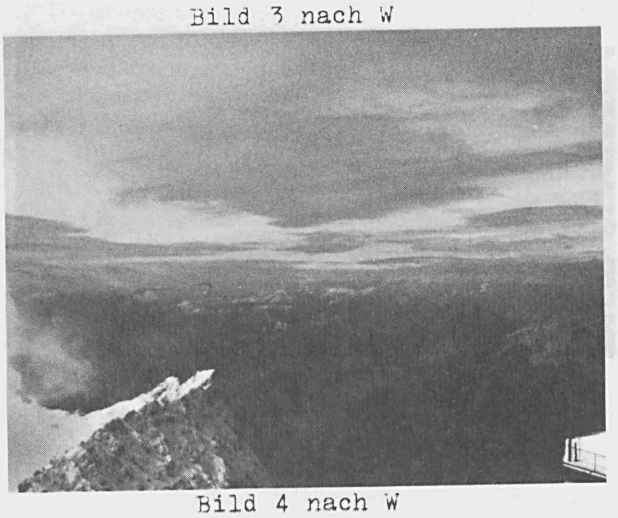


Bild 4 nach W

ständiger Kampf zwischen von West bis Nord zunehmender Bewölkung und föhnigen Auflockerungen zu beobachten. Bild 5,6,7.

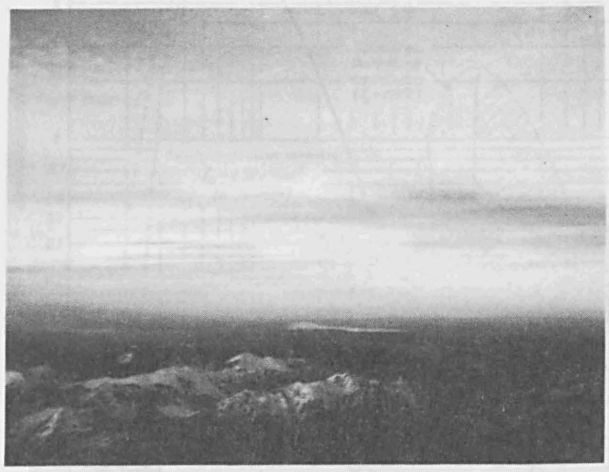


Bild 5 nach N

Bild 6 nach W

Bild 7 nach N

Die Föhnmauer ist vor allem bei ihrer Entwicklung gut sichtbar. Bild 8

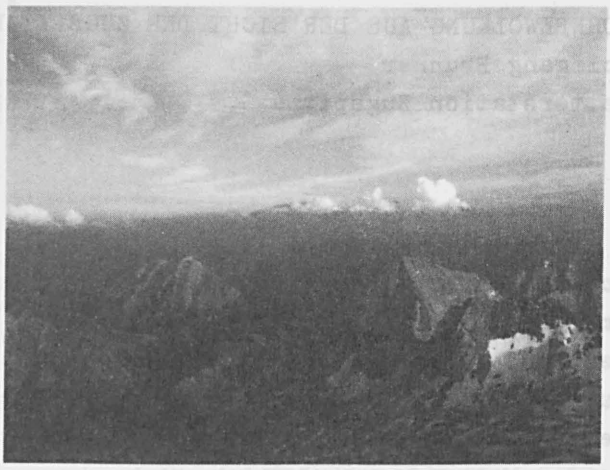


Bild 8 nach SSE

Später ist meist nur eine mehr oder weniger gleichmäßige Wolkenmauer zu beobachten. Bild 9. Dies liegt daran, daß der Föhn hauptsächlich im Frühjahr, Herbst und Winter auftritt. Im Sommer, wenn die stärksten Quellungen zu sehen wären, tritt Föhn nur selten und wenn, dann nur kurzfristig auf.

Bild 9 nach SE

In den kühleren Jahreszeiten kommt es nicht zu allzustarken Quellungen, daher erscheint die Föhnmauer weniger hochreichend und imposant. Bild 9
Der Föhnzusammenbruch kündigt sich stets durch das Auftreten tiefer Wolken unter dem Föhnhimmel an. Bild 10
Die unteren Luftschichten reichern sich mit Feuchtigkeit an. Dies wird durch die

Bild 10 nach SSE

Bildung von Wolken an einzelnen Berggipfeln sichtbar. Bild 11

Bild 11 nach S

Die Wolken rücken vom Alpenhauptkamm nach Norden vor. Ein allgemeines Absinken der mittelhohen Wolken und die rasche Zunahme der tiefen Wolken kündigen den Föhnzusammenbruch an. Bild 12

Bild 12 nach W

LOKALE PHAENOMENE

Hans Richner
Laboratorium für Atmosphärenphysik ETH, CH-8093 Zürich

Zusammenfassung:
Lokale Phänomene werden in jedem Bereich der Meteorologie untersucht. Diese Studien zeigen vor allem die in der Atmosphäre ablaufenden physikalischen Prozesse auf. Man erhält damit auch wertvolle Daten für die Parametrisierung subskaliger Prozesse in numerischen Modellen. Das Einbauen von klein-skaligen Modellen zur Simulation lokaler Phänomene in Modelle auf synoptischer Scale bietet immer noch gewisse Probleme.

Abstract:
Local phenomena are studied for every aspect of meteorology. These investigations provide insight into the physical processes occuring in the atmosphere. Such studies also yield valuable data for parametrizing sub-scale processes in numerical models. Nesting small-scale models for local phenomena into synoptic-scale models still poses some problems.

1 EINLEITUNG

Die Untersuchung lokaler Phänomene ist Bestandteil der Meteorologie, seit ARISTOTELES diese Disziplin geschaffen hat. Sicher haben gerade die Beobachtungen lokaler und damit einigermassen überblickbarer Vorgänge der Wissenschaft über das Wettergeschehen ganz entscheidende Impulse gegeben. Die Meteorologie hat sich bis gegen Ende des 19. Jahrhunderts im Wesentlichen auf die Klimatologie und Klimabeschreibungen beschränkt; Wettervorhersagen basierten allenfalls auf empirisch gefundenen Zusammenhängen. Dann aber kam die Aera, in der die Gesetze der Thermodynamik, der Fluiddynamik und der Strahlungsphysik der Meteorologie ihren empirisch-statistischen Charakter weitgehend nahmen und aus ihr eine physikalische Wissenschaft machten.

Die Rolle des Studiums lokaler Phänomene war und ist dabei immer dieselbe: Zuerst wird ein Phänomen beobachtet und möglichst objektiv durch Messwerte beschrieben. Anschliessend versucht man, die beobachteten Vorgänge auf der Basis bekannter physikalischer Gesetzmässigkeiten zu "er-klären". Seit etwa einem Vierteljahrhundert hat die technologische Entwicklung zudem die Möglichkeit geschaffen, diese Vorgänge auf Rechnern zu simulieren und ihre mathematischen Beschreibungen zu optimieren, kurz ein numerisches Modell zu machen. Damit sind die Grundlagen geschaffen, um die an einem Ort gewonnene Erkenntnis auf andere geographische Lagen, andere Topographien und andere Ausgangszustände zu übertragen.

Der Begriff "lokal" ist übrigens in diesem Zusammenhang relativ. "Lokal" kann z.B. heissen "auf die Alpen bezogen", womit ALPEX einem rein lokalen Phänomen - dem Strömungsfeld um und über das Alpenmassiv - gewidmet wäre. In diesen Ausführungen soll jedoch "lokal" als lokal innerhalb des Alpenmassivs verstanden werden. Die betreffenden Vorgänge spielen sich somit innerhalb einiger bis einiger zehn Kilometer ab.

Es ist unmöglich, hier eine Zusammenfassung aller Erkenntnisse aus den Studien lokaler Phänomene zu präsentieren. Andererseits würde es den Erwartungen an einen Uebersichtsvortrag widersprechen, nur eine einzelnes Thema eingehend zu behandeln. Mit einer möglichst sinnvollen, wenn auch willkürlichen Gruppierung soll deshalb versucht werden, einige allgemeine Schwerpunkte und Tendenzen aufzuzeigen.

2 STROEMUNG UEBER UNEBENES GELAENDE

Klassische Untersuchungen lokaler Phänomene sind sicher die Innsbrucker Föhnstudien, die - von FICKER begonnen - auch heute noch weitergeführt werden. In den letzten Jahren wurden zudem z.T. über Landesgrenzen hinweg grosse Gemeinschaftsprojekte verwirklicht, so z.B. 1979 MESOKLIP, 1980 DISKUS und 1982 MERKUR. Auch das Projekt CLIMOD, das 1980 in der Schweiz durchgeführt wurde, muss in diesem Zusammenhang erwähnt werden. Auf alle diese Untersuchungen wird in speziellen Beiträgen eingegangen, weshalb sie

hier nur erwähnt werden sollen.

Ebenfalls in das Kapitel "Strömung über unebenes Gelände" gehören Untersuchungen über orographisch ausgelöste Niederschläge. Das Phänomen ist zwar jedem Meteorologen bekannt, wissenschaftlich wurde es jedoch bisher nicht sehr intensiv untersucht. Insbesondere wurde die von BERGERON (1965) aufgestellte Theorie des Seeder-Feeder Mechanismus - das gekoppelte Zusammenwirken zweier Niederschlagszellen - erst kürzlich zu verifizieren versucht (HILL et al. 1981). Untersuchungen über orographische Niederschläge können wertvolle Hinweise auf die Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Scales liefern. Hier ist nämlich eine Beeinflussung der grösseren durch die kleinere Scale wahrscheinlich. Es ist denkbar, dass die synoptische Situation nachhaltig durch lokale, orographisch ausgelöste Niederschläge verändert wird, indem die freigesetzte latente Wärme als Trigger für grossräumigere Umlagerungen wirkt.

Bedingt durch die rasante technische Entwicklung und der damit verbundenen vermehrten Belastung der Atmosphäre durch Schadstoffe, wurden in den letzten Jahren lokale Ausbreitungsvorgänge besonders intensiv untersucht. In diesem Zusammenhang interessiert natürlich vor allem das lokale Windfeld. Dass für dessen Berechnung (zumindest für bestimmte vertikale Schichtungen) sehr brauchbare, universell anwendbare Modelle vorhanden sind, haben WIPPERMANN und GROSS (1981) gezeigt. Ausgehend vom grossräumigen Wind haben sie das Windfeld für die Region um Mannheim simuliert, welches z.T. bis auf lokale Eigentümlichkeiten mit dem beobachteten Windfeld übereinstimmt. Würde es gelingen, dieses Modell auch rückwärts laufen zu lassen, wäre ein messtechnisches Problem der Meteorologie elegant gelöst: Der synoptische Wind könnte dann aus einer lokalen, von der Topographie verfälschten Messung rekonstruiert werden. Diskussionen über repräsentative Windmessungen würden dann der Vergangenheit angehören.

3 LOKALE VORHERSAGEN

Die jüngste Spezialität der Meteorologie heisst Now-Casting (ein deutscher Begriff wurde offenbar noch nicht geschaffen), und auch sie wird zweifellos eine grosse Zahl von Studien lokaler Phänomene zur Folge haben. Now-Casting ist eine regionale Kurzfrist-Wettervorhersage (12 bis 24 Stunden), die vorwiegend auf Messungen von Fernerkundungssystemen (Radar, Boundary Layer Profiler, Satelliten etc.) beruht. Der zukünftige Zustand der Atmosphäre wird durch lineare Extrapolation der Zustandsgleichungen zu bestimmen versucht (BATTRICK and MORT 1981). Diesem Problem wurde anlässlich der IAMAP Tagung 1981 in Hamburg eine ganze Session gewidmet, in welcher vor allem auch Diskussionen über Zielpublikum, Kosten-Nutzen Verhältnis und Darstellung der Information stattfanden. Sind diese grundsätzlichen Fragen aber einmal geklärt, wird eine grosse Zahl von Experimenten notwendig sein, um die für das Now-Casting vorgeschlagenen Prognosemodelle zu überprüfen.

4 ANTHROPOGENE KLIMAAENDERUNGEN

Mit lokalen Untersuchungen werden auch kleinräumige Klimaänderungen studiert, die durch Industrieanlagen, Kraftwerke und grössere Agglomerationen ausgelöst werden. Während isolierte Fabriken und Kraftwerke die Atmosphäre bereits mit Abwärme, Aerosolen und gasförmigen Immissionen belasten, wirken Städte zusätzlich als Strömungshindernisse und als Gebiete mit erhöhter Rauhigkeit. Die vielfältigen und komplizierten Prozesse, die insbesondere auch den Strahlungshaushalt massiv modifizieren, werden vorläufig nur unvollkommen verstanden. Bisher sind auch keine zuverlässigen Simulationsmodelle aus den einzelnen Untersuchungen hervorgegangen.

Es ist verständlich, dass diese Probleme für Städte in hügeligem oder gebirgigem Gebiet bei bestimmter Schichtung der Atmosphäre empfindlich verschärft werden können. Als Beispiel sei hier Sarajewo in Jugoslawien erwähnt, das in einem Kessel liegt. Bei schwachen Winden die mit Inversionslagen gekoppelt sind, erhöht sich jeweilen die Schadstoffkonzentration - die zur Hauptsache aus den privaten Feuerungsanlagen stammt - auf gesundheitsschädigende Werte.

5 THERMISCHE ZIRKULATION

Die Untersuchung lokaler Phänomene hat auch gewisse Lehrbuchvorstellungen z.T. beträchtlich verändert. Messungen an Hang- und Berg-Tal-Windsystemen haben gezeigt, dass die einfachen thermischen Zirkulationsmodelle aus der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts nur bedingt der Wirklichkeit entsprechen. Hangwindexperimente haben belegt, dass die Mächtigkeit der anabatischen Hangwindschicht maximal einige zehn Meter beträgt, und dass die Durchmischung mit der über dem Tal lagernden Luftmasse äusserst gering ist.

Gerade derartige Studien sind natürlich eng gekoppelt mit der rasanten Entwicklung der Messtechnik. So können

heute ganze Windfelder vom Boden bis in grosse Höhen dreidimensional erfasst werden (ROETTGER et al. 1978). Flugzeuge, die eine grosse Zahl von Parametern mit hoher Auflösung aufzeichnen, haben zwar die Fessel- und Freiballone nicht ersetzt, aber doch ganz neue Möglichkeiten geschaffen. Dank der Halbleiter- und Digitaltechnik können Bodennetze aufgebaut werden, die Datenmengen liefern, welche vor zwanzig Jahren gar nicht hätten verarbeitet werden können. Moderne Verfahren zur Datenreduktion mittels elektronischer Datenverarbeitung erlauben es, die wesentliche Information - oder mindestens die Information, die der betreffende Wissenschafter als wesentlich erachtet - herauszufiltern.

Interessant ist die Tatsache, dass die grossräumigsten aller Beobachtungssysteme, die Satelliten, in neuester Zeit gerade zum Studium lokaler Phänomene herangezogen werden. So sind schon verschiedentlich Satellitenaufnahmen von Kühlturmfahnen in der wissenschaftlichen Presse verbreitet worden, allerdings existieren keine systematischen Beobachtungen. Hingegen wird z.Zt. in der Schweiz an einer Nebelkartierung gearbeitet, die auf systematischen Satellitenbeobachtungen basiert. Diese Technik erlaubt, lokale Phänomene - Regionen, die bezüglich ihrer Höhenlage über- oder unterdurchschnittlich viel Nebel haben - aufzuzeigen. Die dabei erreichte Auflösung von 2 km liegt dabei weit über derjenigen, die mit einem Bodennetz erreicht werden könnte (WINIGER 1982).

6 LOKALE PHAENOMENE UND MODELLE

Schliesslich sei die Rolle des Studiums lokaler Phänomene im Zusammenhang mit synoptischen oder grossräumigen Modellen erwähnt. Eine grosse Zahl lokaler Vorgänge in der Atmosphäre fallen bei diesen Modellen buchstäblich zwischen den Gitterpunkten durch und gehen für den numerischen Simulationsprozess somit verloren. Da diese Erscheinungen aber nicht ohne Einfluss auf den grossräumigen Ablauf sind, müssen sie in irgendeiner Form berücksichtigt werden. Dies geschieht üblicherweise durch die sogenannte Parametrisierung. Als Beispiel für einen derartigen Parameter sei der Austauschkoeffizient erwähnt, der im Wesentlichen eine empirische Grösse darstellt, in die man die ganze Problematik der Turbulenzmessung hineinsteckt. Die Untersuchung des lokalen Phänomens - hier also die messtechnische Bestimmung der turbulenten Flüsse - kann das Parametrisierungsproblem insofern entschärfen, als sie realistische Hinweise für die Grösse der Austauschkoeffizienten liefert. Allerdings gelten diese Werte nur für die entsprechende Lage und können nicht ohne weiteres allgemein verwendet werden.

Lokale Phänomene können nie isoliert untersucht werden. In irgendeiner Form müssen die dynamischen, thermischen und strahlungsphysikalischen Zustände auf der übergeordneten Scale als Randbedingungen mitberücksichtigt werden. Messtechnisch birgt dies keine grundsätzlichen Probleme. Will man dagegen die auf verschiedenen Scales ablaufenden Prozesse numerisch simulieren, wird man mit dem Problem konfrontiert, ein engmaschiges Gitter (für die lokalen Vorgänge) in ein grobmaschigeres (z.B. für die Prozesse auf synoptischer Scale) einzupassen. Dieses Grid-Nesting führt zu einer Vielzahl numerischer Probleme. So wird z.B. an den Uebergangsstellen "Noise" erzeugt, der auf die Diskretisierung der Messwerte auf die Gitterpunkte zurückzuführen ist und keine physikalische Bedeutung hat. Man versucht diesem Problem mit aufwendigen Lärmfiltern zu begegnen, gelöst ist es allerdings noch nicht. Andererseits gibt es doch einige erfolgversprechende Simulationen, die hoffen lassen, dass Grid-Nesting in absehbarer Zukunft beherrscht wird (JONES 1977).

7 PHYSIKALISCHE MODELLE

Bei der Standortwahl von Flugplätzen, Industrieanlagen oder Kraftwerken ist es of schwierig, die Strömungsverhältnisse an Ort innert vernünftiger Frist zu bestimmen. Zudem können dabei seltene Wetterlagen, die besondere Risiken bringen würden, vielleicht überhaupt nicht erfasst werden. In solchen Fällen behilft man sich oft mit physikalischen Modellen, die die Topographie des Gebietes wiedergeben. Aber auch grundsätzliche Strömungsprobleme um Hindernisse werden im Labor untersucht (BAINES and DAVIES 1980). In Wind- oder Wasserkanälen simuliert man das grossräumige Windfeld und lässt dieses über die die Topographie darstellende Modelle strömen. Mit Proben oder mit Tracern (z.B. Rauch) können dann lokale Effekte anschaulich sichtbar gemacht werden.

Diese physikalische Simulation lokaler Phänomene ist umso besser, je kleiner das modellierte Gebiet ist. So können z.B. die Umströmungen von Gebäuden sehr genau simuliert werden. Bei Modellen, die ein Gebiet von mehr als einigen Quadratkilometern umfassen, treten aber bald einmal Probleme auf, weil es nicht mehr gelingt, die Aehnlichkeitszahlen (Richardson-Zahl, Froud-Zahl) des Modelles mit denjenigen der Natur in Uebereinstimmung zu

bringen. In Wasserkanälen hat man zudem mit Randwertproblemen zu kämpfen, da weder eine offene noch eine oben abgeschlossene Wasseroberfläche den natürlichen Verhältnissen entspricht.

Die Methode der physikalischen Simulation wurde z.B. bei der Untersuchung des Kernkraftwerk-Standortes Kaiseraugst angewendet (CLIMOD-Studie), wo die so erhaltenen Resultate recht gut mit den im Feld gewonnenen übereinstimmten.

8 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Das Studium lokaler Phänomene hat seit der Einführung numerischer Modelle wesentlich an Wichtigkeit gewonnen. Früher mag es ab und zu tatsächlich nur gerade darum gegangen sein, irgendwelche lokale Vorgänge messtechnisch zu dokumentieren. Heute aber bilden die meisten lokalen Untersuchungen die Grundlage für das Verständnis physikalischer Prozesse und Zusammenhänge, die auf andere Topographien übertragbar sind. Im weiteren liefern diese Untersuchungen fundierte Daten für die Parametrisierung subskaliger Prozesse und ermöglichen so eine Verbesserung der numerischen Modelle, ohne die in der Zukunft ohnehin kaum jemand mehr auskommen kann. Aus dieser Sicht stellt die Untersuchung lokaler Phänomene noch eine der wenigen Möglichkeiten dar, physikalische Vorgänge in der Atmosphäre mit Messgeräten zu untersuchen und sie nicht nur auf einem Grossrechner zu simulieren.

9 LITERATUR

BAINES, P.G.; DAVIES, P.A.: Laboratory studies of topographic effects in rotating and/or stratified fluids. In: Orographic effects in planetary flows. GARP Publ. Ser. No. 23, WMO Geneva 1980

BATTRICK, B.; MORT, J. (eds.): Nowcasting: Mesoscale Observations and Short-Range Prediction. Proc. IAMAP 1981 Hamburg, ESA Publ. No. SP-165

BERGERON, T.: On the low-level distribution of atmospheric water caused by orography. Suppl. Proc. Int. Conf. Cloud Phys. Tokyo (1965), 96-100

HILL, F.F.; BROWNING, K.A.; BADER, M.J.: Radar and raingauge observations of orographic rain over south Wales. Quart.J.R.Met.Soc. 107 (1981), 643-670

JONES, R.W.: Noise control for a nested grid tropical cyclone model. Beitr. Phys. Atmosph. 50 (1977), 393-402

ROETTGER, J.; KLOSTERMEYER, J.; CZECHOWSKY, P.; RUESTER, R.; SCHMIDT, G.: Remote sensing of the atmosphere by VHF radar experiments. Naturwissenschaften 65 (1978), 285-296

WINIGER, M.: Klimatische Aspekte des Kernkraftwerkbaus (Studie CLIMOD). Geogr. Rdsch. 34 (1982), 218-227

WIPPERMANN, F.; GROSS, G.: On the construction of orographically influenced wind roses for given directions of the large-scale wind. Beitr. Phys. Atmosph. 54 (1981), 492-501

AIRFLOW PATTERNS AND MOMENTUM FLUX PROFILES AROUND AN ISOLATED MOUNTAIN

Gene Wooldridge
P. A. Thorson
Utah State University, Logan, Utah, U.S.A.

R. W. Furman
Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station
Fort Collins, Colorado, U.S.A.

Abstract The results of an airflow study in the vicinity of a Gaussian-shaped mountain located in a large valley on the Colorado-New Mexico border in the United States are presented. During early morning hours when Froude numbers were low, vertical motions were strongly suppressed; when the Froude numbers were moderate, separation of flow occurred behind the mountain; and when Froude numbers were large, vertical motions were only slightly suppressed. The speed-up of air flowing over the mountain under neutral conditions approximated that predicted by potential flow theory, except that it occurred through a deeper layer. Profiles of the vertical fluxes of horizontal momentum exhibited a significant convergence in the lowest 1500 m above the surface during daytime flows.

1. INTRODUCTION

Physical and numerical modeling of air flows in the vicinity of terrain obstacles has been the topic of extensive research in recent years. These flows are the transport mechanisms for momentum, heat, water vapor, and aerosols in the atmosphere; statistical analyses can produce parametric representations for turbulent fluxes of these quantities. However, some doubt persists concerning the efficacy of applying model simulations to actual atmospheric transport and diffusion.

Early work by Long (1955) related fluid flow characteristics such as turbulence, wind speed maxima, and blocking to Froude numbers. Hunt et al. (1978), in a physical model, discovered significant shear stress singularities and separation phenomena which could be used to characterize flow regimes. Jackson and Hunt (1975), applying Froude number-criteria to numerical models, concluded that thermal structure and wind speed must be included to characterize air flow near terrain obstacles. Three-dimensional numerical models have led to the conclusion that low Froude number theory approximates flow for stable air near obstacles, and that increasing Froude numbers accompany separation and turbulence in the wake region.

Rotor flow in the lee of the Sierra Mountains of the western United States was examined by Kuettner (1959), who related the height of a hydraulic jump to the diabatic heating of the air flowing over the lee slope. Other field observations have shown airflow to be dependent on stability, topography, wind speed, and wind direction.

2. OBSERVED FLOW PATTERNS

A field experiment to investigate airflow around an isolated mountain was initiated by the USDA Forest Service in 1980 in the broad San Luis Valley in north-central New Mexico. The slopes of the mountain were instrumented with automatic surface observing systems and series of pilot and superpressure balloons were released during daylight hours from a number of points around the base of the mountain. Some of the pilot balloons were equipped with minisondes to measure the vertical temperature structure of the planetary boundary layer.

The superpressured mylar balloons were tracked by conventional dual-theodolite methods over distances up to 15 kilometers to trace the airflow patterns at elevations to 1500 meters above the valley floor. In the work reported here, the balloon trajectories were corrected for buoyancy effects and changes in equilibrium density which occurred when they were subjected to significant vertical motions.

Froude numbers for a number of the

trajectories were computed from minisonde data using the relation:

$$Fr = \left[\frac{U^2\theta}{h^2 g \frac{\partial\theta}{\partial z}}\right]^{1/2} \qquad (1)$$

where U is the upstream wind speed, θ the potential temperature, h the height of the hill (650 m), and g the gravitational acceleration.

A series of superpressure balloon trajectories for 17 Sept. 1981 is shown in Fig. 1; the height of the terrain is exaggerated six times over the horizontal distances in this three-dimensional representation. The mountain has a mean diameter of about 10 km, and rises 650 meters above the San Luis Valley. Together with the pilot balloon data given in Fig. 2, it is evident that a rotor existed in this lee side of the mountain. The trajectories exhibited increased vertical motion as the day advanced and the stability of the atmosphere decreased. The Froude number was calculated as 1.1 from a sounding taken at 1100 local time in the same region as the rotor.

A second series of superpressure balloon flights for 20 Sept. 1981 (Fig. 3) shows the effects of increasing Froude numbers as the day advanced. Sounding data for 0730 on this day allowed a calculation of Fr = 0.7; the balloon trajectories for 0755 and 0845 launch times exhibited very little vertical motion. However, by 1015 local time the atmosphere was neutral (Fr → ∞) and the later trajectories recorded pronounced vertical

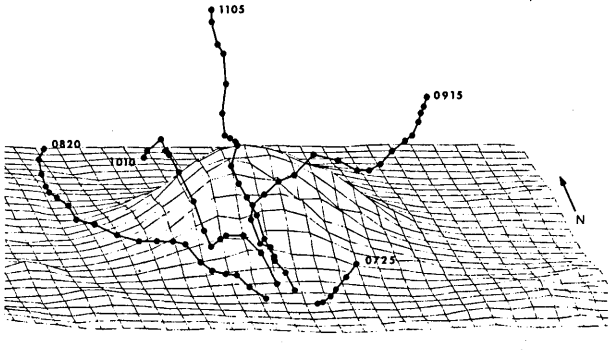


Fig. 1. Superpressure balloon trajectories at San Antonio Mountain on 17 Sept. 1981. Launch times are given at ends of trajectories; points are at two-minute intervals.

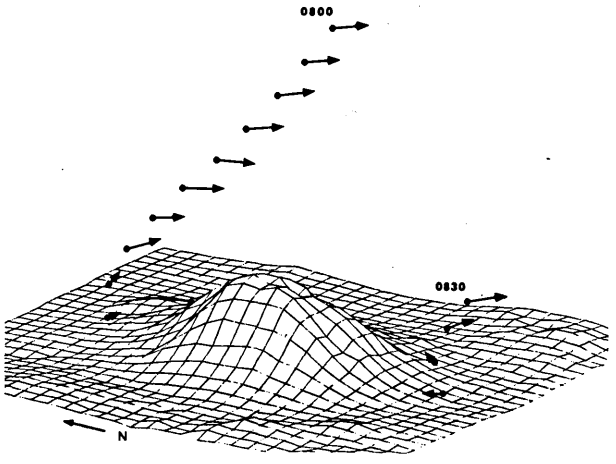


Fig. 2. Three-dimensional plots of pilot balloon vectors for 17 Sept. 1981. The length of the vector is proportional to the wind speed; the vectors are at two-minute intervals.

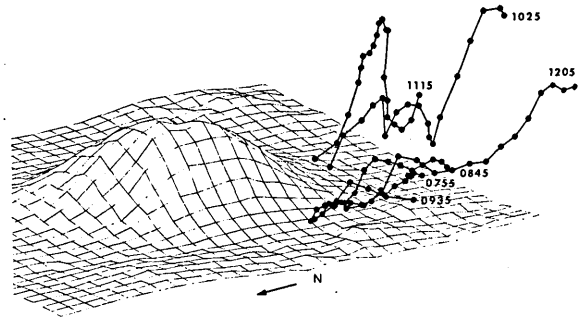


Fig. 3. Superpressure balloon trajectories near San Antonio Mountain on 20 Sept. 1981. Launch times are given at ends of trajectories; points are at two-minute intervals.

movements. The same sequence was present on 21 Sept. 1981 (not shown here), where Fr = 0.5 at 0750 and Fr → ∞ at 1110 hours.

Two surface relative wind diagrams (Figs. 4 and 5) show airflow regimes during nighttime (0200-0700) and daytime (1000-1130) hours, respectively, for 17 Sept. 1981. The perspective positions the observer's back to the wind at the top of the mountain; the wind vectors at the other eight surface stations are normalized on the wind at the top. The collection of these vectors illustrates the flow patterns around the mountain. In Fig. 4, divergence is evidenced upwind at mid-levels, with return flow at lower levels. Fig. 5 indicates a surface upslope wind under the rotor

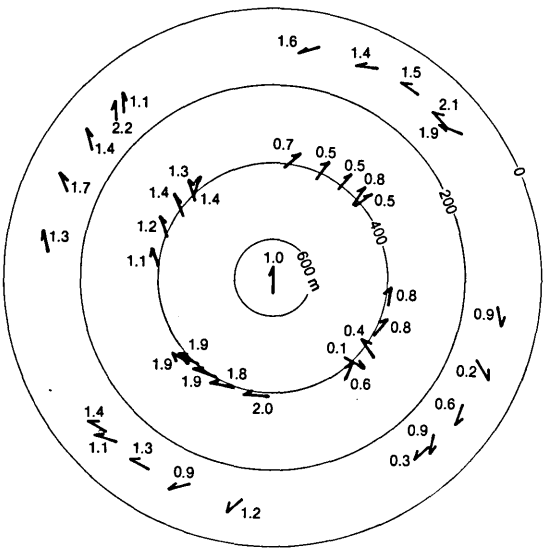


Fig. 4. Normalized nighttime surface wind vectors around San Antonio Mountain.

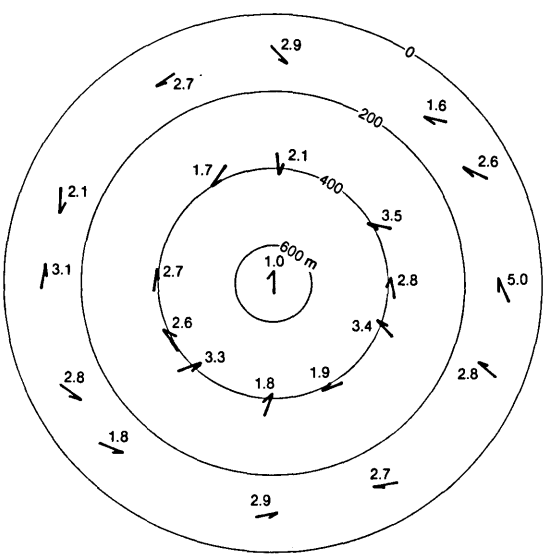


Fig. 5. Normalized daytime surface wind vectors around San Antonio Mountain.

discussed earlier, with weaker thermal upslope components in the other vectors.

3. MOMENTUM FLUXES

Early experiments (Businger et al., 1971) indicated that momentum fluxes were constant up to altitudes of a few tens of meters, but other investigations have indicated a flux profile which varies with height in a manner similar to the variation of wind speed.

Momentum fluxes were calculated here from the corrected superpressure balloon trajectories through the relation:

$$\tau = \rho \overline{u_s' w'} \qquad (2)$$

where u_s' is the horizontal wind speed perturbation along the direction of the mean wind approaching the mountain, w' the perturbation of the corrected vertical motion, and ρ the air density. The overbar denotes an average of the product over a superpressure balloon flight; negative values represent downward fluxes.

Fig. 6 shows the momentum flux profile for 17 Sept., 1981, in the lee of the mountain.

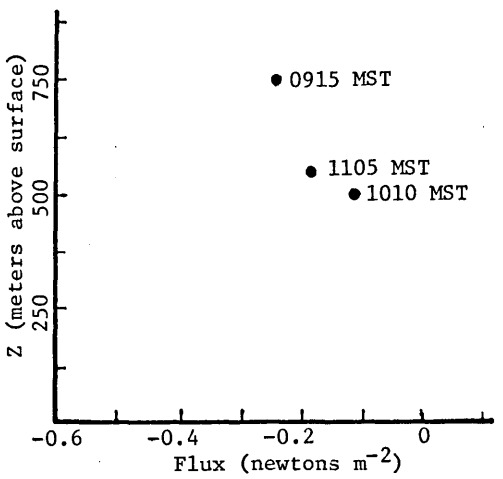


Fig. 6. Momentum flux profile in newtons m^{-2} as a function of height for 17 Sept. 1981 in the lee of San Antonio Mountain.

Acknowledgements Funding for this research was furnished by the USDA Forest Service Agreement No. 53-82FT-1-17 and the Utah State University Agricultural Experiment Station Project 403.

4. REFERENCES

Bussinger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y, Bradley, E.F.: Flux-profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. J. Atmos. Sci. (1971), No. 28, pp. 181-189.

Hunt, J.C.R., Snyder, W.H., Lawson, R.E.,Jr.: Flow Structure and Turbulent Diffusion Around a Three-dimensional Hill. U.S.E.P.A. Research Triangle Park, N.C., USA (1978). Rep. No. EPA-600/4-78-041.

Jackson, P.S., Hunt, J.C.R.: Turbulent Wind Flow Over a Low Hill. Q. J. Royal Meteorol. Soc. (1975). No. 101, pp. 929-955.

Kuettner, J.: The Rotor Flow in the Lee of Mountains. GRD Research Notes (1959). No. 6.

Long, R.R.: Some Aspects of the Flow of Stratified Fluids III; Continuous Density Gradients. (1955) Tellus, No. 7, pp. 342-357.

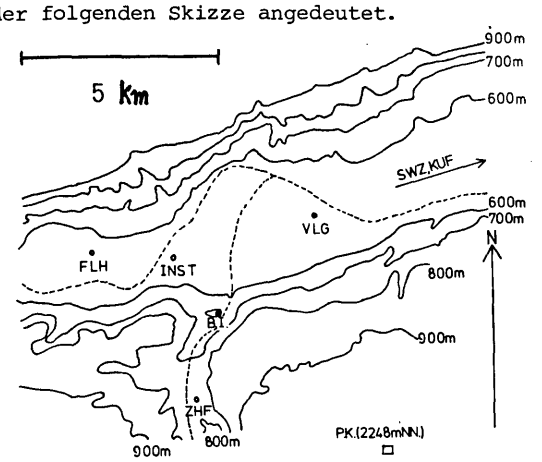
DER TALWIND ALS MODULATION DES SYNOPTISCHEN WETTERGESCHEHENS

Ignaz Vergeiner und Wilhelm Klötzer

Institut für Meteorologie und Geophysik

Universität Innsbruck

Lokalwinde erfreuen sich in Fachkreisen zunehmender Beliebtheit. Abb.1 zeigt idealtypische Winddarstellungen für das Talwindregime und für einen Föhn, der den beginnenden Talwind (B.I., ZHF) überrollt. Die Lage der Stationen wird in der folgenden Skizze angedeutet.



Der thermische, tagesperiodisch wechselnde Antrieb für das Talwindsystem wird immer vom synoptischen Wettergeschehen überlagert, manchmal komplett überformt (Abb.2). Der dominierende Einfluß des Talwindes ist in fast allen Windregistrierungen zu sehen - trotzdem bleiben uns nach einem strengen Kriterium nur 20 % aller Tage als "Talwindtage" übrig. Die Störungen des Ideals sind oft föhniger Natur und sehr lästig für Feldexperimente (Das Warten auf den schönen Fall!). Die komplizierte Vielfalt der Erscheinungen verbietet die Ernennung einzelner Meßtage zu "typischen" Talwindtagen, und erst recht die Ableitung neuer Talwindtheorien aus solchen Daten (FREYTAG 1980).

Grundlage unserer Studie sind Windregistrierungen (Stundenmittel) von annähernd 10 Stationen im Raum Innsbruck - Unterinntal in der Zeit von Okt.78 bis Apr.82. Eine erste Auswertung dieses Windmaterials (DREISEITL et al.1980) hatte u.a. die Andauer des Talwindes im Jahresverlauf untersucht. Nach den dort verwendeten großzügigen Kriterien hatte Ibk-Institut an knapp 40 % aller Tage einen erkennbaren Talwind.

Hier wurde als Ordnungskriterium zusätzlich eine regionale 10-teilige Wetterlagenklassifikation nach R. Steinacker für jeden Tag verwendet: 8 Strömungslagen NE, E, SE .. bis N (nach der Berliner Wk.00Z,12Z,00Z, vorwiegend 850 mb), gradientschwache Lage ("Hoch" = H) und Tage mit Frontdurchgang ("Variabel" = V).

Die prozentuelle Häufigkeit dieser Wetterlagen war in 3 1/2 Jahren wie folgt:

	NE	E	SE	S	SW	W	NW	N	H	V
FR	5	8	5	4	8	9	7	4	24	27 %
SO	3	2	2	1	5	5	10	3	29	40 %
HE	2	3	3	3	7	6	10	3	31	32 %
WI	6	4	4	3	5	11	11	5	26	26 %
Jahr	4	4	3	3	6	8	10	4	27	31 %

Das seltene Auftreten einzelner Strömungslagen sollte bei der Interpretation der Ergebnisse nicht vergessen werden.

Ein Beispiel für Windverteilungen, getrennt nach Wetterlagen, zeigt Abb.2 für Ibk -Met.Institut. Die Trennschärfe der Wetterlagenklassifikation muß als erstaunlich bezeichnet werden, wenn man die einzelnen Windrosen mit der Gesamtverteilung (jeweils rechts unten) vergleicht. Die Ostlage schlägt immer als E am Talboden durch, selbst im Winter in den Morgenstunden! Sie hat übrigens auch die wenigsten Calmen. Die Westlage hingegen setzt sich als W am Boden sehr schlecht durch, schwächer als die SW- und sogar die S-Lagen. Die Föhnwinde aus SSE sind auf die Wetterlagen SE bis SW beschränkt (linker unterer Quadrant der Abb.). Besonders empfindlich reagiert der Bodenwind, wenn wir die E-Lage der benachbarten SE-Lage gegenüberstellen (beide jeweils rechts oben). Letztere ist meist schon mit reinem Talauswind bzw. vorföhnigem oder föhnigem WSW verbunden. In ähnlicher Weise spricht bei NW- und N-Lage schon der E im Tal stark an: Rückseitenwetter nach Kaltfrontdurchgang, Zwischenhoch nördlich der Alpen. WIPPERMANN und GROSS (1981) belegen ähnliche Effekte am Beispiel der Mannheimer Windverteilung.

Wir erwarten, daß das Talwindregime mit zunehmender Einstrahlung begünstigt wird - heiterer Himmel fördert beide Phasen! Die vermutete Tendenz ist aus Vektormitteln des Windes, getrennt nach Wetterlagen und nach Globalstrahlung, deutlich abzulesen. Der Versuch der Entwicklung eines Talwind-Index (Ja oder Nein, kein Maß für die Windstärke) verlief allerdings unerwartet mühsam. Weder harmonische Analyse noch Eigenwertverfahren konnten voll befriedigen. Immer wieder widersetzen sich einzelne Tage einer objektiven Klassifikation. Schließlich liefert ein plausibles Abfrage-Kriterium folgende Statistik (Jahr):

Prozentanteil Talwindtage, getrennt nach W.L.

	N,NE E	SE,S SW	W	NW	H	V	alle
unternormal	12	1	12	16	16	12	12 %
Globalstr. übernormal	16	5	22	26	43	26	28 %

In der jahreszeitlichen Aufgliederung haben SO und HE etwa 30 % Talwindtage, WI und FR knapp über 10 %. Die H-Lage entspricht den Erwartungen, aber alle anderen außer S liefern ihre Beiträge.

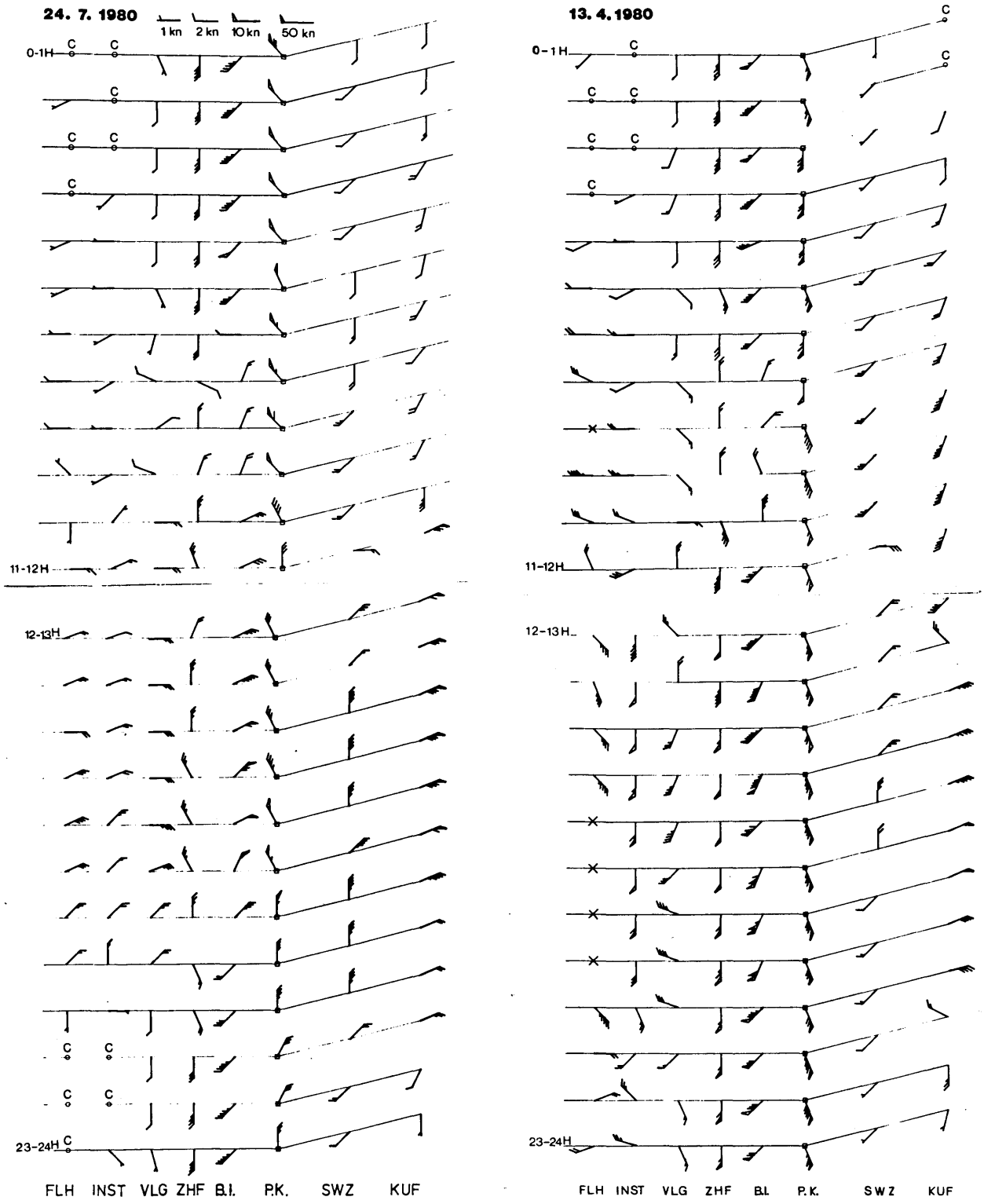


Abbildung 1: Stündliche Windbeobachtungen im Raum Innsbruck - Inntal - Wipptal an zwei ausgewählten Tagen:

24.7.1980 : TALWIND 13.4.1980 : FÖHN

Die Lage der Stationen, insbesondere die jeweilige Talrichtung, ist der Skizze auf der vorangehenden Seite zu entnehmen. Berg Isel (777 m, Talausrichtung SW) = B.I. und Zenzenhof (711 m, Talausr.S) = ZHF sind vom Wipptal beeinflußt. Schwaz = SWZ (ca.530 m) und Kufstein = KUF (ca.500 m) haben als Talausrichtung SW bis S und als Taleinwindrichtung NE bis N.

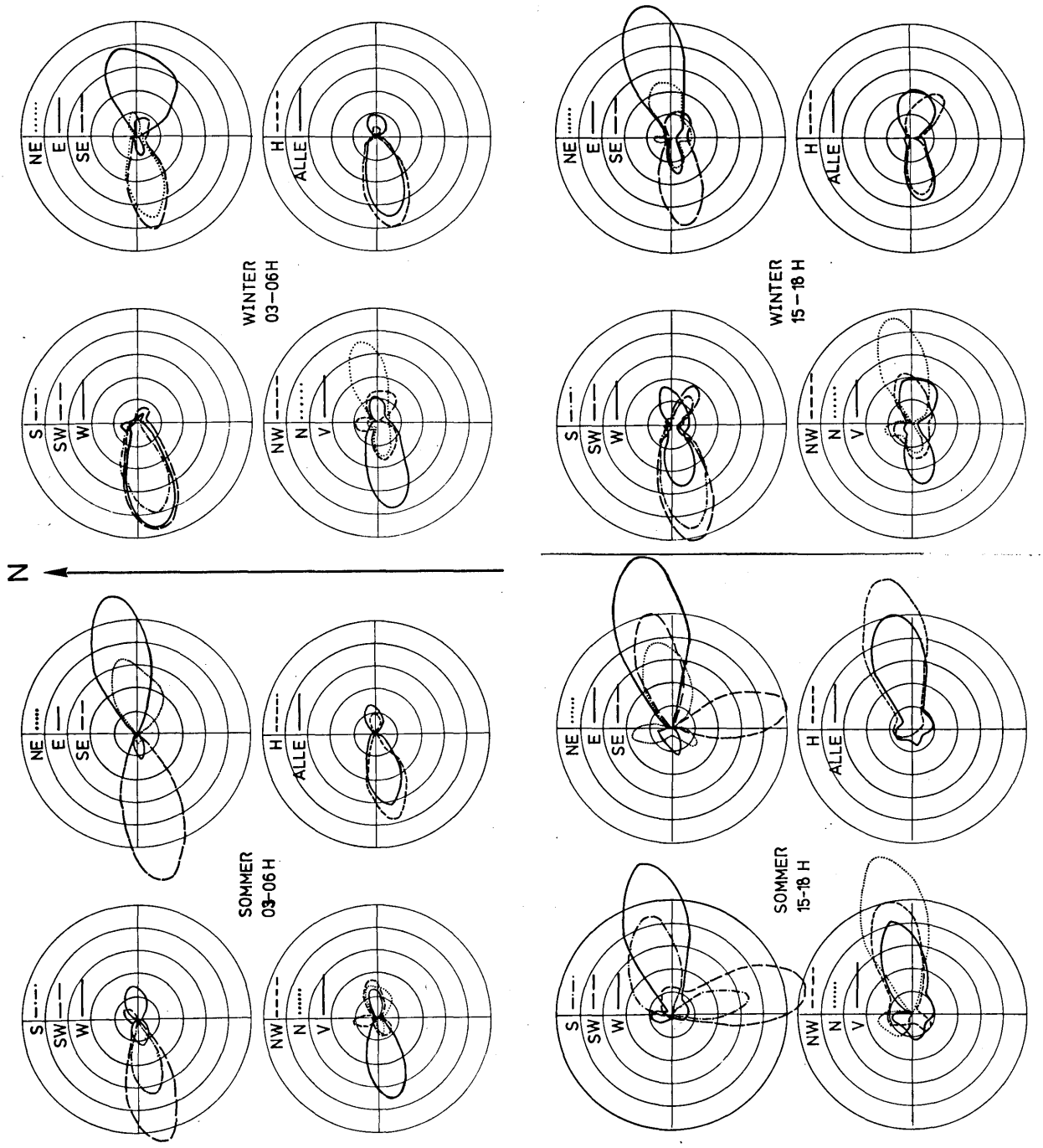


Abbildung 2: WIND INNSBRUCK - METEOROLOGISCHES INSTITUT

Windrichtungshäufigkeiten für zwei Tageszeiten und zwei Jahreszeiten, getrennt nach 10 Wetterlagen: 8 Strömungslagen NE, E, SE .. bis N, H = gradientschwach ("Hoch") und V = "variabel" (Tage mit Frontdurchgang). 16-teilige Windrose, der Talrichtung angepaßt (WSW bis W bzw. ENE bis E); ein Radius entspricht 5 % Häufigkeit.
Die Calmen müssen zur optischen Interpretation dieser Abb. dazugedacht werden: in den Morgenstunden im Mittel zwischen 30 und 40 %, im Winter am Nachmittag immer noch 20 %.

DREISEITL et al., 1980: Windregimes an der Gabelung zweier Alpentäler. Arch.Met.GB Ser.B,28,257.
FREYTAG, C., 1980: Gebirgswinduntersuchungen im Inntal. Symposium SMP 200, Mannheim 1980. Annalen der Met. (NF) Nr.16, Selbstverlag DWD, p.195-197.
WIPPERMANN, F. und G.GROSS, 1981: On the construction of orographically influenced wind roses for given distributions of the large-scale wind. Beitr.Phys.Atm. 54(4), 492-501.

Wir danken dem FONDS zur Förderung der wiss. Forschung in Österreich für finanzielle Unterstützung.

D I S K U S - GEBIRGSWINDEXPERIMENT IM DISCHMATAL
DAS SCHÖNWETTERWINDFELD IN EINEM KLEINEN ALPENTAL

Carl Freytag, Barbara Hennemuth
Meteorologisches Insitut der Universität München

ZUSAMMENFASSUNG
Vom 6.-15.8.1980 fand im Dischmatal bei Davos (Schweiz) das Gebirgswindexperiment DISKUS statt. Meßanordnung und zeitlicher Verlauf werden kurz beschrieben. Am Wind- und Temperaturfeld im Talquerschnitt wird der Auf- und Abbau des Tag- und Nachtregimes gezeigt. Man erkennt eine relativ komplizierte Struktur, für die insbesondere die Hänge eine wesentliche Rolle spielen.

ABSTRACT
The mountain-wind experiment DISKUS was performed from 6.-15.8.1980 in the Dischma valley near Davos (Switzerland). The design and course of the experiment are described shortly. By means of the wind and temperature field in a cross section of the valley the development of the day-time and night-time regime is given. The structure is rather complicated, and especially the slopes play an important role.

1. Einleitung

Gebirge üben auch bei fehlender Überströmung einen großen Einfluß auf die Atmosphäre - und damit auf Wetter und Klima - aus, da sie als hochgelegene Energieumsatzfläche thermische Windsysteme anregen.
Über Täler und Talsysteme der unterschiedlichsten Größenordnungen setzt das Gebirge als Ganzes erhebliche Massenflüsse in Bewegung, die für das Klima und für den Schadstofftransport im Gebirge von großer Bedeutung sind.
Im Rahmen des DFG-Schwerpunkts "Physikalische Ursachen des Klimas und Klimamodelle" wurden dazu drei Gebirgswindexperimente durchgeführt, die vom Meteorologischen Institut der Universität München koordiniert wurden:

(1) Hangwindexperiment Innsbruck Oktober 1978 (s.FREYTAG u.HENNEMUTH (1979), FREYTAG (1980), HENNEMUTH et al. (1980), BREHM (1981, 1982))

(2) Gebirgswindexperiment DISKUS (s.FREYTAG u.HENNEMUTH (1981) HENNEMUTH u.KÖHLER (1982))

(3) Experiment MERKUR (s.SEMMLER et al. (1982)).

Während sich (1) und (3) mit dem Inntal als großem Alpental befassen, wurde bei DISKUS ein kleines, einfach strukturiertes Tal, das Dischmatal bei Davos (Länge 15 km, Breite 4 km) untersucht, dessen Querschnittsfläche 1/10 der des Inntals beträgt.

2. Aufbau und Ablauf von DISKUS

Das Experiment fand vom 6.bis 15.8.1980 in Zusammenarbeit mit einer Reihe anderer Gruppen statt. Grundgerüst der Messungen war eine Linie längs des Tals mit zwei Querungen. Abbildung 1 zeigt, wie in diesem Grundgerüst die Hintergrundmessungen (Klimastationen, Sodar, Energiebilanzstationen) und die Sondierungsstationen (u.a. Radiosonde, 3 Fesselsonden, Pilotballone) angeordnet waren. Flugzeugmessungen mit drei Motorseglern und einer Do 28 der DFVLR waren ebenfalls an dieses Grundschema angelehnt.Die Sondierungen und Flugzeugmessungen wurden während zwei Intensivmeßphasen von je etwa 30 Stunden Dauer durchgeführt, bei denen thermische Windsysteme ausgebildet waren und die Überströmung nur mäßig stark war.

Nähere Einzelheiten über den Aufbau

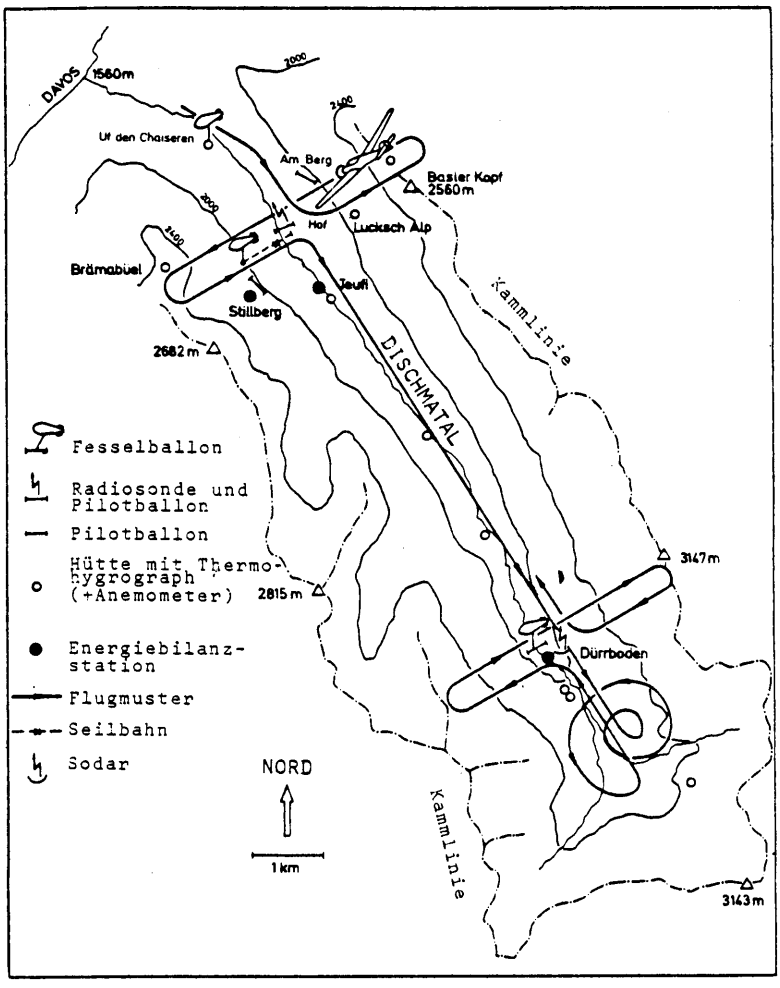


Abbildung 1: Messungen während DISKUS

und Ablauf von DISKUS sind in FREYTAG u. HENNEMUTH (1981) und FREYTAG (1982) enthalten.

Im folgenden soll die Entwicklung des Tag- und Nachtregimes in Talmitte an 2 exemplarischen Beispielen während der Intensivmeßphasen dargestellt werden.

3.Tagregime: Entwicklung des Talwinds

Der Talwind entsteht nicht am Talboden, sondern tritt zuerst in etwa 2000-2100 m ü.NN am Hang des Stillbergs, der zuerst besonnt ist, etwa 30 min nach dem dortigen Sonnenaufgang auf. 1 bis 1 1/2 Stunden später treten die ersten Talwindschichten am Gegenhang und in Talmitte über dem noch wehenden Bergwind auf. Erst 2 Stunden nach dem Sonnenaufgang im ganzen Tal (also etwa um 10 MEZ) hat sich der Talwind bis zum Boden durchgesetzt und füllt das Tal bis in 2200 m Höhe auf. Bis 12 MEZ ist diese Schicht bis zur Kammhöhe angewachsen.

Die Entwicklung des Talwinds spiegelt sich im Temperaturprofil wider.Die nächtliche Bodeninversion reicht um 06 MEZ bis in 2000 m, darüber ist die Talatmosphäre schwach stabil. In 2000 m bildet sich eine nahezu isotherme Zone aus, die sich nach oben und unten ausweitet. In dieser Schicht, die auch die beiden Bergwindschichten trennt (s.Abschnitt 4.), beginnt der Talwind. Erst nach Abbau der Bodeninversion und beginnender Labilisierung am Boden setzt dort der Talwind ein. Durch die Erwärmung vom Untergrund her wird schließlich die stabile Schicht beseitigt, die Talatmosphäre ist bis über Kammhöhe adiabatisch geschichtet. Der hier geschilderte Verlauf in Talmitte (bei Hof/Uf den Chaiseren istauch am Talende (bei Dürrboden) anzutreffen. Gegen 07 MEZ wird der erste Talwind in 100-200m ü.Grund beobachtet. Er setzt sich bis 08.30 MEZ zum Boden durch.

In Abbildung 2 wird die Entwicklung des Talwinds mit den zugehörigen Temperaturprofilen schematisch dargestellt.

Die Geschwindigkeit des Talwinds erreicht in 1800-2000 m Höhe (100-300 m ü. Grund) Werte um 4-6 m/s. Das Talwindregime wird durch ein Windminimum in Kammhöhe von der Überströmung getrennt.

Zur Zeit der stärksten Entwicklung des Talwinds (etwa um 14 MEZ) fließen ca. $4 \cdot 10^6$ m^3/s durch den Talquerschnitt bei Hof/Teufi. Das entspricht einer mittleren Durchflußgeschwindigkeit von 2 m/s. Eine Hangwindschicht von 70 m Dicke mit Geschwindigkeiten von 1-1.5 m/s transportiert nur etwa $3 \cdot 10^6$ m^3/s die Hänge hinauf.

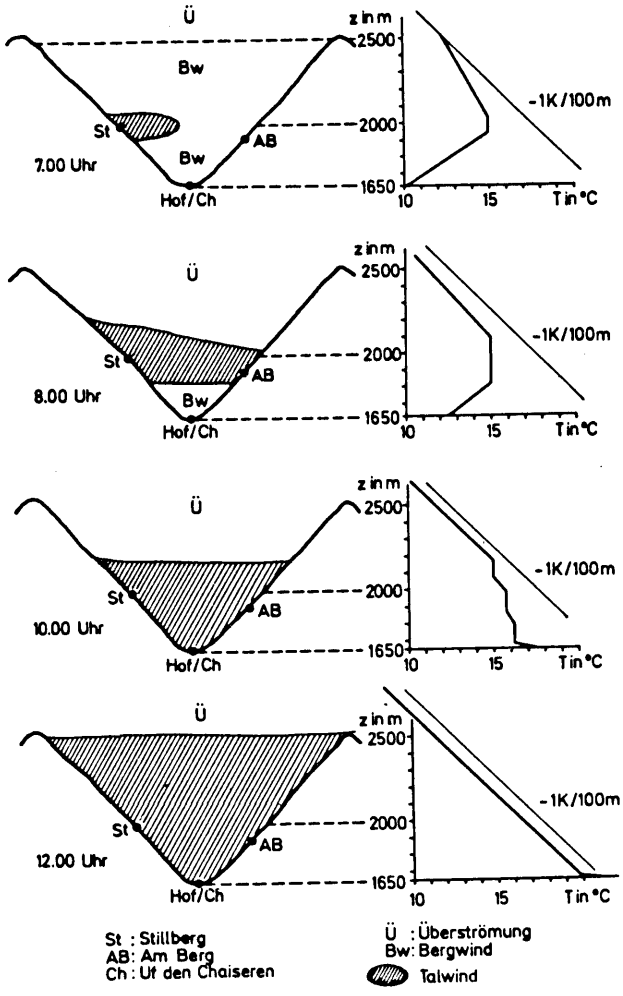


Abbildung 2: Schematische Darstellung der Entwicklung des Talwinds und des Temperaturprofils

4.Nachtregime: Entwicklung des Bergwinds

Das nächtliche Windfeld zeigt eine geschichtete Struktur, ein Hinweis darauf, daß selbst nachts, wo die ungleichmäßige Besonnung des Tals kein Problem ist, ein komplexes Bild der Strömungsverhältnisse vorliegt. Die in früheren Arbeiten (s. URFER-HENNEBERGER (1970)) angedeutete Vielfalt der Erscheinungen (etwa das gleichzeitige Auftreten von Hangaufwind, Hangabwind und Querwind neben dem Bergwind), die aus bodennahen Messungen gewonnen wurde , zeigt sich auch in den dreidimensionalen Messungen.

Der Bergwind setzt - im Unterschied zum Talwind - gegen 19.30 und 20 MEZ vom Boden her und gleichzeitig in 2350 m Höhe ein. In der Folge wächst der bodennahe Bergwind mit der Inversionsobergrenze an. Der Umschlagpunkt von $\partial T/\partial z > 0$ nach $\partial T/\partial z < 0$ fällt dabei in etwa mit dem Windminimum über der bodennahen Bergwindschicht zusammen und stellt somit deren Obergrenze dar. Die Schicht wächst mit 50 m/h und erreicht gegen 03 MEZ ihre größte Mächtigkeit, um dann recht schnell bis 07 MEZ wieder zusammenzuschrumpfen.

Die obere Bergwindschicht folgt dieser Entwicklung bei gleichbleibender Mächtigkeit von etwa 400 m. Auch hier ist die Obergrenze des Bergwinds durch ein Abknicken des Temperaturprofils zu adiabatischer Schichtung markiert (s.Abb.3).

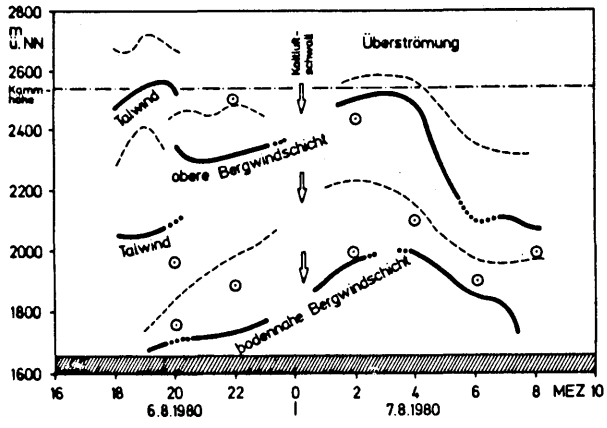


Abbildung 3: Nächtliche Entwicklung der doppelten Bergwindschicht
⊙ = Inversionsobergrenze

Die Geschwindigkeiten liegen meist etwas über denen in der bodennahen Schicht und erreichen maximal 4 m/s. Das Verhältnis der Massentransporte in der oberen und der unteren Schicht ist in der ersten Nachthälfte 1:1, in der zweiten ist es größer (3:1). Der Durchfluß durch den Talquerschnitt beträgt etwa $2 \cdot 10^6$ m^3/s.

Der Einfluß der Überströmung kann einmal beim Abbau des Bergwinds zu Zeiten, wenn die Sonne noch nicht aufgegangen ist, vermutet werden (04-06 MEZ), zum anderen ist gegen 00 MEZ ein Kaltlufteinbruch vom Taleingang her zu beobachten, der die Talatmosphäre um etwa 0.4 K abgekühlt hat. Das Nachtregime stellt sich aber danach sehr bald wieder her.

Die Ursachen für die Doppelschichtung

sind wohl in der Tatsache zu sehen, daß die relativ schwachen Hangabwinde die sich bildende Bodeninversion nicht durchdringen und so oberhalb dieser Grenze eine zweite Schicht mit schwacher Stabilität und Bergwind bilden.

5. Schlußbemerkungen

Aus den Untersuchungen wird deutlich, daß selbst in einem so einfach strukturierten Tal recht komplizierte Verhältnisse auftreten, die mit den üblichen einfachen Schemata nicht hinreichend erklärt werden können - und das, obwohl keine an das Tal gebundenen Antiwinde zu berücksichtigen sind, da das Tal zu klein ist.

Die Entwicklung des Windfelds, die eng mit dem Temperaturfeld verknüpft ist, soll sowohl mit Modellrechnungen verglichen werden (s.EGGER (1982), ULRICH (1982)) als auch mit einfachen Ansätzen aus dem dreidimensionalen Temperaturfeld gewonnen werden.
Die Daten von MERKUR sollen zusammen mit den Ergebnissen von DISKUS ein Gesamtbild der Entwicklung thermischer Windsysteme im Gebirge ergeben.

Zeichnungen: H.Wendt.Abbildungen 2 u.3 u.a.nach Daten aus REITER et al.(1981). DISKUS wurde von der DFG finanziell unterstützt. Dafür sei ihr an dieser Stelle gedankt.

LITERATUR

BREHM,M.: Hangwindexperiment Innsbruck 1978: Gebirgswindsystem und Inversionsauflösung. Diplomarbeit, München 1981

BREHM,M.: Hangwindexperiment Innsbruck - Inversionsauflösung und Gebirgswindsystem. Ann.Meteorol.(N.F.)Nr. (vorliegendes Heft) 1982

EGGER,J.: Die Druckverteilung im Dischmatal. Ann.Meteorol.(N.F.), Nr. (vorliegendes Heft) 1982

FREYTAG,C.: Gebirgswinduntersuchungen im Inntal. Ann.Meteorol.(N.F.) Nr.16, 195-197, 1980

FREYTAG,C,: Investigation of mesoscale weather phenomena in mountainous regions. erscheint in: Mountain Research and Development, 1982

FREYTAG,C.;HENNEMUTH,B.: Hangwindexperiment Innsbruck Oktober 1978, Datensammlung. Wiss.Mitt.Met.Inst.München, Nr.36, 1979

FREYTAG,C.;HENNEMUTH,B.: DISKUS Gebirgswindexperiment im Dischmatal-Datensammlung Teil 1:Sondierungen.Wiss.Mitt.Met.Inst.München,Nr.43,1981

HENNEMUTH,B.,OBERLE,H.J.; FREYTAG,C.: An Error Analysis of the Double-Theodolite Pibal Method with Examples from the Slopewind-Experiment Innsbruck 1978 Contr.Atm.Physics Vo.53, 336-350, 1980

HENNEMUTH,B.;KÖHLER,U.: DISKUS-Gebirgswindexperiment im Dischmatal. Abschätzung der Energiebilanz eines Gebirgstals. Ann.Meteorol.(N.F.) Nr. (vorliegendes Heft) 1982

REITER,R.;SLADKOVIC,R.; MUNZERT,K.: Untersuchung des Berg-Tal-Windes und Erfassung des Temperaturprofils während des "Gebirgswindexperiments DISKUS im Dischmatal, August 1980". Wiss.Mitt.Fraunhofer-Inst. f.Atm.Umweltforschung Garm.-Part.,Nr.11, 1981

SEMMLER,H.;FREYTAG,C.; HENNEMUTH,B.: MERKUR - Ein mesoskaliges Unterprogramm von ALPEX. Ann. Meteorol.(N.F.) Nr. (vorliegendes Heft) 1982

ULRICH,W.: Numerische Simulation thermisch angeregter Windsysteme im Dischmatal. Ann.Meteorol.(N.F.) Nr. (vorl.Heft), 1982

URFER-HENNEBERGER,CH.: Neuere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpental (Dischmatal bei Davos). Arch.Met.Geophys.Biokl. B 18, 21-42, 1970

HANGWINDEXPERIMENT INNSBRUCK

- Inversionsauflösung und Gebirgswindsystem -

Matthias Brehm, Meteorologisches Institut München

ZUSAMMENFASSUNG: Anhand der Ergebnisse des 'Hangwindexperimentes Innbruck, 1978' wird die Entwicklung des Wind- und Temperaturfeldes in einem Talquerschnitt des Inntals untersucht. Die verschiedenen Prozesse, die beim Abbau der nächtlichen Inversion im Tal und bei der Umstellung vom Berg- zum Talwind eine Rolle spielen, werden beschrieben. Während die nächtliche Inversion im Gebirgsvorland nur vom Boden her aufgelöst wird, kommt es im Tal zusätzlich noch zu einer Erwärmung von oben durch adiabatisches Absinken.

ABSTRACT: The results of the 'Slopewind Experiment Innsbruck, 1978' are used to describe the development of the temperature and wind field in a deep alpine valley (Inn valley near Innsbruck). The different processes involved in the dissolution of the nocturnal inversion and in the change from mountain to valley wind are shown. While the nocturnal inversion in the alpine foreland is dissolved from the ground only, additional warming from above due to subsidence takes place in the valley.

1 EINLEITUNG

Im Oktober 1978 wurde während einer herbstlichen Schönwetterlage im Inntal bei Innsbruck ein Gebirgswindexperiment durchgeführt, bei dem das Temperatur-, Feuchte- und Windfeld in einem Talquerschnitt untersucht wurde. Abb. 1 zeigt den Querschnitt durch das Inntal entlang der Meßeinrichtungen. Details zu dem Experiment sowie Teilergebnisse sind in FREYTAG und HENNEMUTH (1979), BREHM (1981) und LUKAS (1981) zu finden.

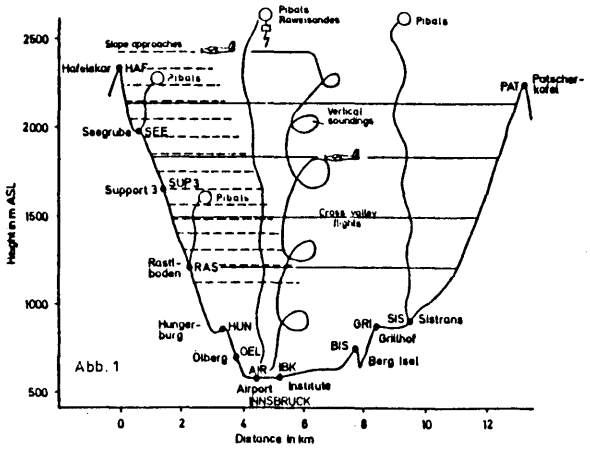


Abb. 1

2 ENTWICKLUNG DER TEMPERATUR IM TALQUERSCHNITT

Abb. 2a-d gibt die Entwicklung der Temperaturverhältnisse der hangnahen Bereiche an der Nordkette wieder, Abb. 3a,b die Entwicklung des vertikalen Temperaturprofils in Talmitte und längs der Stationen an der Nordkette. Folgende Entwicklung des Temperaturfeldes läßt sich erkennen:

2.1 Nachtsituation

Kurz nach Sonnenaufgangs für die oberen Hangbereiche wurde eine mächtige bis Kammhöhe reichende stabile Schicht festgestellt. Unterhalb von 1200 m NN hat sich durch Ausstrahlung und den nächtlichen Kaltluftabfluß von den Hängen eine Inversion gebildet. Die Hänge sind noch etwa 1 bis 2 K kälter als die Atmosphäre in Talmitte.

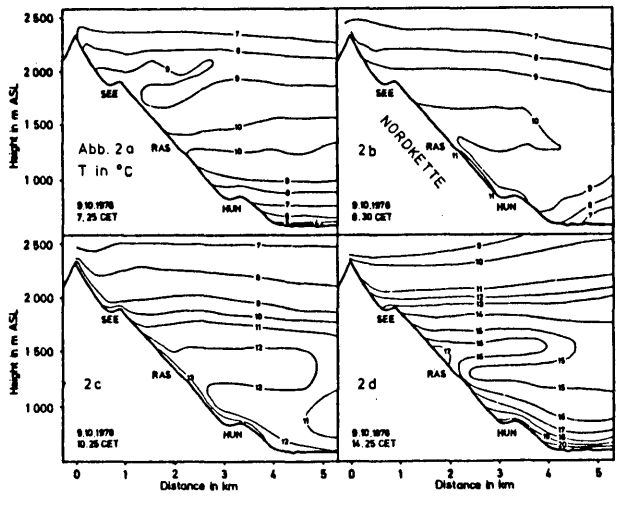


Abb. 2: Temperaturfeld an der Nordkette

2.2 Abbau der stabilen Schicht von oben und von unten

Während die Talsohle noch im Schatten liegt, werden die höhergelegenen Hänge der Nordkette, die durch ihre Neigung besonders strahlungsbegünstigt sind, bereits von der Sonne beschienen. Daher geht die Erwärmung zuerst von den mittleren und oberen Hangpartien aus (Abb. 2a,b). Durch die Erwärmung der talbodennahen Luftschichten ist um 10 MEZ eine ca. 150 m hohe leicht labile Schicht entstanden. Im Gegensatz zur Ebene wird der stabil geschichtete Bereich der Talatmosphäre nicht nur vom Talboden aus weiter abgebaut, sondern auch von oben her: der zwischen 2000 m NN und Kammhöhe entstandene adiabatisch geschichtete Bereich sinkt im Laufe des Tages tiefer in das Tal hinab, was zu einer

kräftigen Erwärmung in den oberen Talbereichen führt (Abb. 3b). Gleichartige Beobachtungen der Erwärmung von Tälern liegen von WHITEMAN (1982), MACHALEK (1974), EKHART (1949) vor.

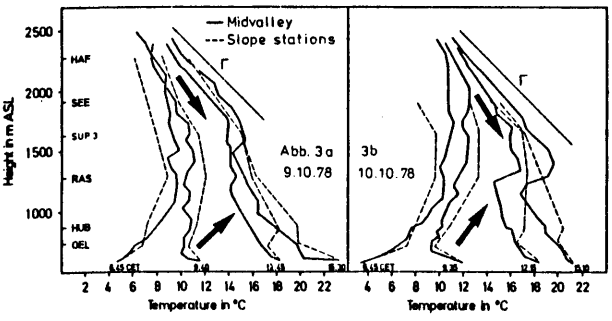


Abb. 3: Temperaturprofil im Inntal

Der Vergleich mit den Radiosondenaufstiegen aus dem Alpenvorland (München, Abb. 4a,b) macht noch deutlicher, daß es sich hierbei um einen für ein Gebirgstal charakteristischen Vorgang handelt. Die im Gebirgsvorland ebenfalls vorhandene nächtliche Inversion wird hier nur vom Boden her abgebaut. Die Erwärmung oberhalb der Inversion ist hauptsächlich durch advektive Einflüsse verursacht und erreicht bei weitem nicht die gleiche Größenordnung wie im Gebirgstal.

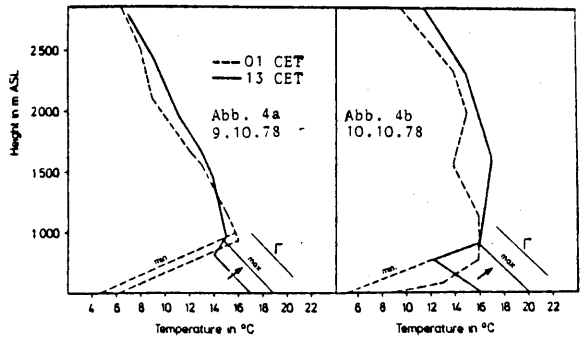


Abb. 4: Temperaturprofile im Alpenvorland; die mit min bzw. max bezeichneten Kurven geben die ungefähre Temperaturverteilung zum Zeitpunkt des Minimums bzw. Maximums der Temperatur an.

2.3 Erwärmung durch Absinken aufgrund der Hangwindzirkulation

Mit dem Einsetzen des Hangaufwindes wird erwärmte Luft längs des Hanges nach oben geführt, was aus Gründen der Massenerhaltung zu einem Absinken in der übrigen Talatmosphäre führen muß. Dies ist aber in einer stabil geschichteten Atmosphäre gleichbedeutend mit einer Advektion von potentiell wärmerer Luft von oben her (Abb. 6a):

$$\left.\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}\right|_{sub} = -\bar{w}\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (1)$$

Aus den Temperaturprofilen kann nach Glg. 1 die mittlere Vertikalgeschwindigkeit berechnet werden (Abb. 6d), die mit dem Massentransport in der Hangwindschicht verglichen werden soll. Dazu werden folgend Annahmen gemacht:
(1) Das Äquivalent zu der in der Hangwindschicht transportierten Luftmasse soll gleichmäßig über den restlichen Talquerschnitt verteilt absinken (Abb. 5)
(2) Der Massentransport des Nordhanges, an dem keine Windmessungen in der Hangwindschicht vorgenommen wurden, soll 0.33 des Massentransoprts des Südhanges betragen (unterschiedliches Strahlungsangebot).
Aus der Kontinuitätsgleichung ergibt sich als Vertikalgeschwindigkeit in der Talatmosphäre

$$\bar{w} = -\frac{M}{\rho B} = -\frac{(1+0.33)}{\rho B} M_S \quad (2)$$

wenn M der mittlere Massentransport in den Hangwindschichten und B die Breite des Tals minus Dicke der Hangwindschichten ist. Die aus den Sondierungen an der Station RAS gewonnenen Daten sind in Tab. 1 aufgeführt.

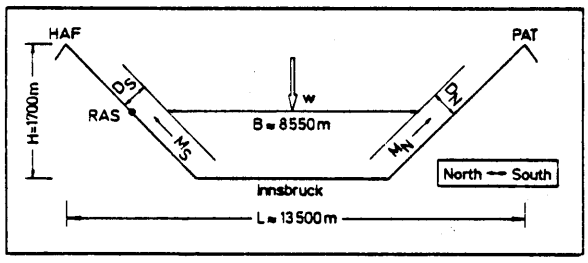


Abb. 5: Hangwind und Absinken

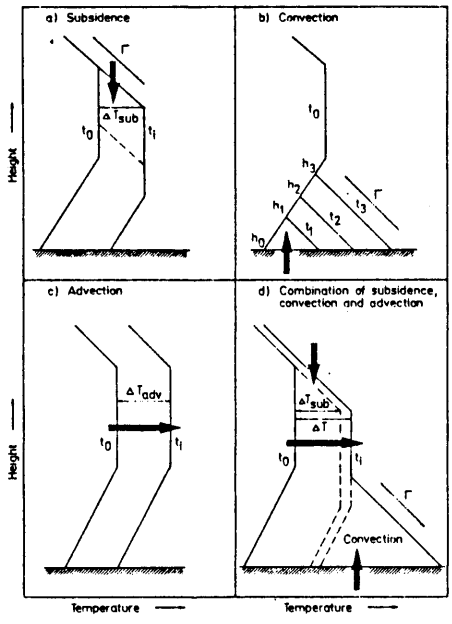


Abb. 6: Erwärmungsprozesse

Date Time	Height	$\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$	$\frac{\Delta\theta}{\Delta t}$	$\frac{\Delta\theta_{sub}}{\Delta t} + \frac{\Delta\theta_{adv}}{\Delta t}$	$\frac{\Delta\theta_{sub}/\Delta t}{\Delta\theta/\Delta t}$	$\bar{w}$ Equ. 1	$\bar{w}$ Equ. 2 at RAS
CET	m ASL	K/100 m	K/h	K/h	%	cm/s	cm/s
09.10.78							
12.45	1750	0.9	0.8	0.6 + 0.2	76	-1.7	-1.0
15.30	1600	0.9	0.7	0.5 + 0.2	71	-1.6	-1.1
10.10.78							
09.45	2050	1.1	0.6	0.3 + 0.3	50	-0.8	-0.9
12.15	1700	1.1	0.9	0.7 + 0.2	72	-1.7	-1.3
15.10	1500	1.1	1.1	0.8 + 0.3	75	-2.2	-1.2

Tab. 1: Erwärmung durch Absinken

2.4 Ende der Erwärmungsphase
Die hangferneren Bereiche der Talatmosphäre sind nur noch zwischen 1250 und 1750 m NN stabil geschichtet, wobei eine von den Hängen und vom Talboden abgelöste Absinkinversion entstanden ist (Abb. 2b, 3d).

3 WINDFELD UND DRUCK

Die Entwicklung des Windfeldes ist eng mit dem Temperatur- und Druckfeld gekoppelt. In Abb. 7 erkennt man den regelmäßigen Wechsel zwischen Berg- und Talwind und die deutliche Korrelation dieser Windsysteme mit dem Luftdruck am Talboden.

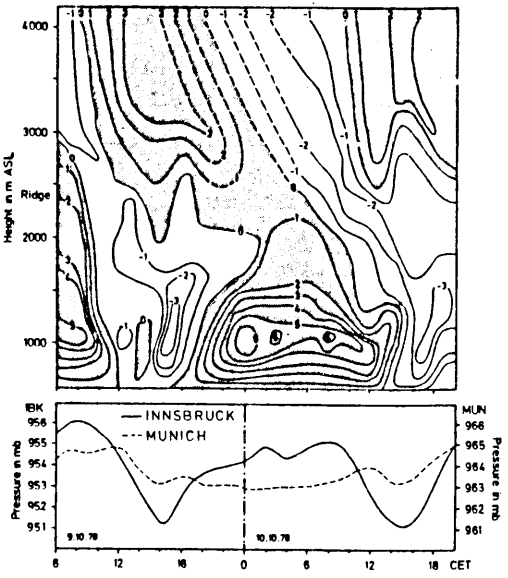


Abb. 7: Oben: Isoplethen der Windgeschwindigkeit in Tallängsrichtung in m/s. Unten: Bodendruck im Inntal und im Alpenvorland.
Komponente talauswärts (im Tal Bergwind)
Komponente taleinwärts (im Tal Talwind)

3.1 Bergwind
Um 6 MEZ wird das Tal vom bis Kammhöhe reichenden Bergwind ausgefüllt, dessen Maximum gleichzeitig mit dem Maximum des Druckes an der Talsohle auftritt.Die Grenze zwischen Überströmung und Bergwind ist sehr scharf ausgeprägt, da die stabile Schichtung im Tal die turbulente Mischung beider Windsysteme erschwert.

3.2 Übergang vom Berg- zum Talwind
An der Nordkette hat sich eine dünne Hangwindschicht entwickelt, die im oberen Teil in die Überströmung übergeht. Zwischen ihr und dem Bergwind entsteht zuerst ein Bereich mit taleinwärts gerichteter Strömungskomponente, der sich parallel zum Abau der stabilen Schicht im Tal von oben her verbreitert und tiefer in das Tal durchgreift. Ab 13 MEZ entwickelt sich aufgrund des Druckgefälles zwischen Gebirgstal und Vorland ein schwacher Talwind.

3.3 Talwind
Erst gegen 15.30 MEZ setzt der Talwind bis in eine Höhe von 2000 m NN voll ein. Oberhalb der Kammhöhe hat die Strömung nun eine talauswärts gerichtete Komponente. Das Maximum des Talwinds tritt um 17 MEZ etwa gleichzeitig mit dem Minimum des Druckes auf.

3.4 Druck
Die Talatmosphäre besitzt eine wesentlich größere Tagesamplitude der Temperatur als die Atmosphäre in der Ebene. Nimmt man an, daß oberhalb der Kammhöhe eine Fläche existiert, in der ein weitgehender Druckausgleich zwischen Gebirge und Ebene stattfindet, also der Druck bei einer synoptisch ungestörten Lage ungefähr konstant ist, so herrscht unterhalb dieser Fläche tagsüber ein Druckgefälle von der Ebene zum Gebirgstal (nachts umgekehrt). Die Druckamplituden ergeben sich aus den Temperaturamplituden nach der barometrischen Höhenformel (Tab. 2). Der Vergleich mit den am Talboden gemessenen Druckwerten fällt, trotz sehr vereinfachender Annahmen, recht befriedigend aus.

Height m ASL	Δp mb	Δp mb
	09.10.78	10.10.78
2700	0.0	0.0
2500	0.1	0.03
2000	0.5	0.5
1500	1.5	1.7
1000	2.8	3.3
581 (Observ.)	4.8 (4.6)	5.7 (4.1)

Tab. 1: Erwärmung durch Absinken

4 LITERATUR

BREHM, M.:
Hangwindexperiment Innsbruck
- Gebirgswindsystem und Inversionsauflösung -
Diplomarbeit f. Meteorologie, München, 1981.

EKHART, E.:
Über Inversionen in den Alpen
Meteorol.Rdsch. 2, 153-159, 1949.

FREYTAG, C., HENNEMUTH, B. (Hrsg.):
Hangwindexperiment Innsbruck Oktober 1978
- Datensammlung -
Wissenschaftl. Mitteilung des Meteorol. Inst. d. Univ. München, 36, 1979.

LUKAS, CHR.:
Hangwindexperiment Innsbruck
- Die dynamische Struktur der Hangwindschicht -
Diplomarbeit f. Meteorologie, München, 1981.

MACHALEK, A.:
Inversionsuntersuchungen in einem Gebirgstal
Wetter und Leben 26, 157-168, 1974.

WHITEMAN, C.D.:
Breakup of Temperature Inversions in Deep Mountain Valleys Part I. Observations
J.Appl.Meteor. 21, 270-289, 1982.

Eine erweiterte Fassung des vorliegenden Artikels wurde beim Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie eingereicht.

SIMULATION THERMISCH ANGEREGTER WINDSYSTEME IM DISCHMATAL

Wolfgang Ulrich

Meteorologisches Institut der Universität München

EINLEITUNG

Die einfachsten Grundzüge der thermischen Zirkulation in einem Tal lassen sich mit der linearen Theorie erklären (EGGER 1981). Bezieht man die Nichtlinearität, und insbesondere ein stark gegliedertes unregelmäßiges Gelände mit ein, so können die angeregten Windsysteme nur numerisch simuliert werden. Im vorliegenden Modell ist besonderer Wert auf die gegliederte Topographie, hier speziell die des Dischmatales gelegt worden.

1 MODELLBESCHREIBUNG

Es werden die Boussinesq-Gleichungen für flache Konvektion verwendet.

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho(z)}\nabla p + g\frac{T}{T_0}\vec{k} + \vec{F} \qquad (1)$$

$$\frac{d}{dt}\left(\frac{T}{T_0}\right) = -\frac{N^2 w}{g} + Q + F_T/T_0 \qquad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0 \qquad (3)$$

Die Balancegleichung lautet:

$$\frac{1}{\rho}\nabla_h^2 p + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}\right) = -\nabla\cdot(\vec{v}\nabla\vec{v}) + g\frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{T}{T_0}\right) + \nabla\cdot\vec{F} \qquad (4)$$

(1)-(3) werden numerisch in einem versetzten Gitter mit dem Du-Fort-Frankl Differenzschema integriert. (4) wird mit dem ADI-Verfahren von Douglas invertiert. Eine Besonderheit ist die Behandlung der Topographie. Sie wird als Gebiet unendlich hoher Zähigkeit betrachtet. Dabei wird Gitterpunkten, die mehr als zwei Gitterreihen unterhalb der Erdoberfläche liegen, eine unendlich hohe Viskosität zugeordnet.

Den Gitterpunkten, die eine Reihe unter der Erdoberfläche liegen,wird eine interpolierte Viskosität zugeschrieben, die sich aus der Erhaltung der Schubspannung an der Oberfläche errechnet. Es wird also keine Koordinatentransformation durchgeführt. Physikalisch gesehen entspricht dies einer Flüssigkeit, die an der Topographie sehr hohe Zähigkeit annimmt und im Grenzfall zum Festkörper übergeht. Besonders behandelt wird ebenfalls die Balancegleichung. Nach MASON und SYKES (1978) wird sie im gesamten Rechengebiet gelöst und schrumpft unterhalb der Topographie auf eine Laplace-Gleichung zusammen. Die Ränder des Rechengebietes werden nach ORLANSKI (1976) behandelt. Dabei dürfen hinauslaufende Wellenanteile das Gebiet verlassen, hereinlaufende werden ignoriert oder vorgegeben. Die thermische Forcierung wird als Erwärmungsrate Q am Boden ja nach Sonnenstand (abhängig von Datum und Uhrzeit) eingegeben. Sie wird am Tag nach einem einfachen Kosinusgesetz, in der Nacht proportional der Hangkrümmung berechnet. Am Tag wird die Abschattung berücksichtigt. Fig. 1 zeigt das verwendete Topographiekataster.

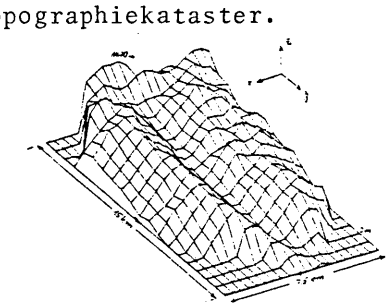


Fig. 1: Das Topographiekataster

In der Vertikalen werden 13 Schichten gerechnet. Fig. 2 zeigt die Höhenlinien des Geländes (links) und die Erwärmungsrate am Erdboden für einen Sonnenstand vom 10.8. 7^{3o} (rechts).

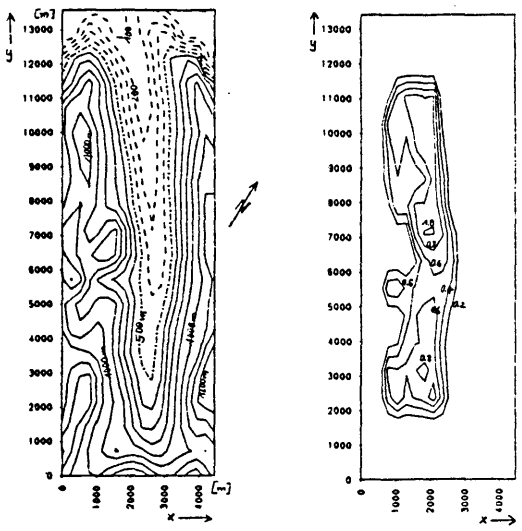


Fig. 2: links: Höhenlinien zu Fig. 1, rechts: Erwärmungsrate Q am Boden.

2 ERGEBNISSE

Als Beispiel wird hier eine Strahlungsnacht vorgeführt. Gestartet wird das Modell mit einem hydrostatischem ruhenden Grundzustand. Nach ca.1Std. Modellzeit treten stationäre Verhältnisse ein. Fig. 3 zeigt Horizontalschnitte durch das Geschwindigkeitsfeld in 371m und 557m über dem Talboden (1500m ü NN). Durch Ausstrahlung verursachte Abkühlung, die an den Hängen größer ist, führt zu einem Ausströmen in Richtung Talausgang.

Fig. 4 zeigt das Windfeld an einem Querschnitt.

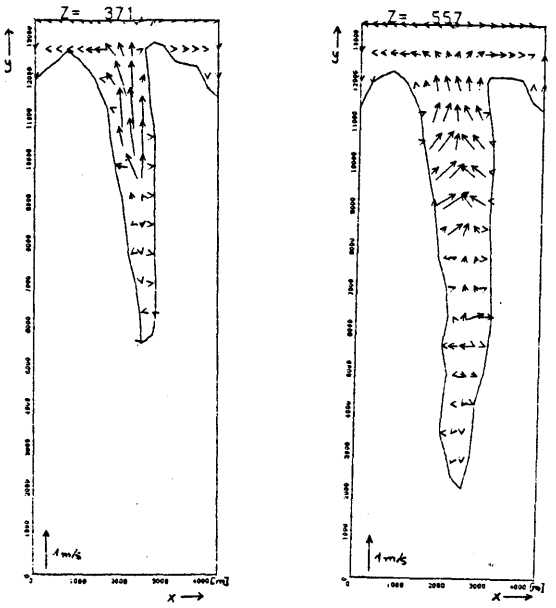


Fig. 3: Horizontaler Schnitt durch das Windfeld in 371m und 557m über dem Talboden.

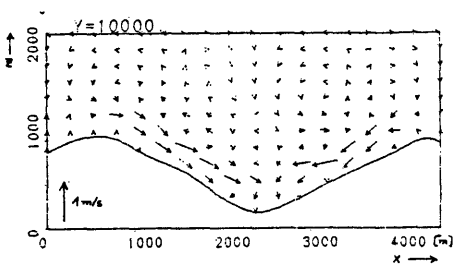


Fig. 4: Vertikalschnitt durch das Windfeld.

Fig. 5 zeigt die Abweichungen der Isobaren in pa. Die Isolinien sind, so wie es berechnet wird, durch die Topographie durchgezogen. Man erkennt die Dipolstruktur des Drucks -Tief oben Hoch-unten- wie es die lineare Theorie fordert.

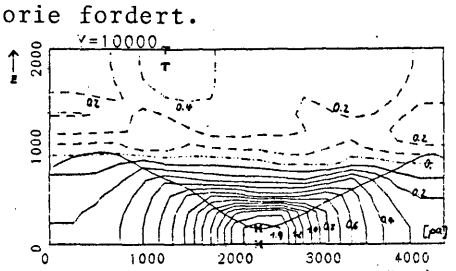


Fig. 5: Die Isobaren.

LITERATUR

EGGER, J.: Thermally forced Circulations in a Valley. Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, Vol. 17, 1981, 255-279.

MASON, P.J. and R.I. SYKES: A simple carthesian Model of Boundary Layer Flow over Topography. J. Comp. Phys. 28, 1978, 198-210.

ORLANSKI, I.: A simple Boundary-Condition for unbounded hyperbolic Flows. J. Comp. Phys. 21, 1976, 251-269.

MEASUREMENTS OF ATMOSPHERIC STABILITY IN THE BOUNDARY LAYER OF AN ALPINE VALLEY (DISCHMATAL, SWITZERLAND)

G. Halbsguth, M. J. Kerschgens, H. Kraus and G. Meindl
Meteorologisches Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1 INTRODUCTION

The behaviour of a parcel of air can be described by budget equations of the gradients of the turbulent fluxes under consideration:

$$\rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \rho c_p \nabla \cdot (w\theta) + \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{\partial H}{\partial z} \quad (1)$$

The notation is standard. Q and H are mean values of the fluxes of net radiation and turbulent sensible heat. θ is the potential temperature and ρ, c_p are air density and specific heat of air at constant preassure. This applies for air without phase change. Equation (1) must be integrated over height z to evaluate the turbulent flux of sensible heat. The boundary condition for this integration is the energy balance of the surface:

$$Q_o = H_o + E_o + B_o \quad (2)$$

Combining Equation (1) and (2) leads to Equation (3):

$$H(z) = \underbrace{-\int_0^z \rho c_p \nabla \cdot (w\theta)\, dz}_{I} + \underbrace{Q_z}_{II} + \underbrace{(H_o - Q_o)}_{III} - \underbrace{\int_0^z \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t}\, dz}_{IV} \quad (3)$$

describing the turbulent flux of sensible heat in an arbitrary height z.

The following paper deals with an experiment in an alpine valley where the above mentioned fluxes have been measured.

2 EXPERIMENTAL EVALUATION OF TURBULENT FLUXES

The surface fluxes of Equation (2) were measured at a small tower. The tower was instrumented with a profile measuring equipment of temperature and humidity. Additional equipment consisted of windprofile measurements on separated small masts, a complete equipment for the determination of the components of the radiation balance, and a tethered sonde for the vertical profiles of temperature, humidity, windspeed and winddirection. For the evaluation of fluxes the Bowen Ratio approach was used.

Fig. 1 shows a view of the temperature profile mast the camera looking upward the valley. It can be seen that 500 m upward and downward from the mast the surroundings were rather homogeneous.

Fig.1: Picture of the location of the energy balance station near Dürrboden. In the background the Piz Grialetsch glazier

Fig.2 gives a typical example of measured surface energy fluxes under fair weather conditions.

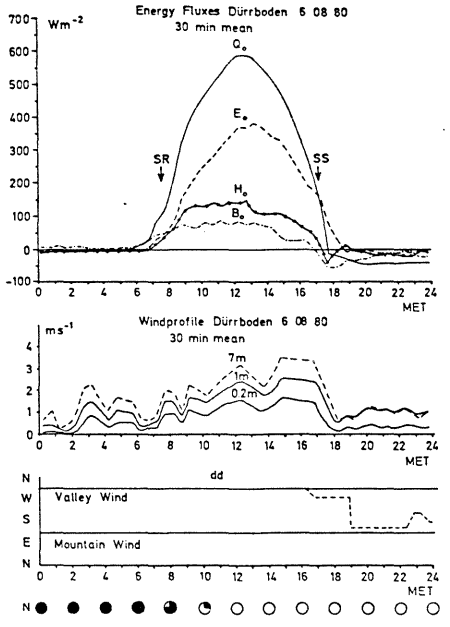


Fig.2: Coupling of energy fluxes and orographic wind system.

The close coupling between radiation balance Q_o and orographic wind system is obvious. The mountain wind is not exactly opposite to the valley wind because of a slight curvature of the Dischmatal.

3 φ_H AS A FUNCTION OF z/L_*

For horizontal homogeneous flow H_o can be parametrized as

$$H_o = -\rho c_p \frac{u_* \kappa z}{\varphi_H} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad , \qquad (4)$$

where φ_H is the Monin-Obukhov similarity function (e. g. MONIN and YAGLOM 1971). Following KRAUS (1971) φ_H was evaluated for unstable conditions from profile measurements. Fig. 3 shows φ_H as a function of the Monin-Obukov length L_* . z/L_* is defined in Equation (5).

$$z/L_* = \frac{\kappa z g (H + 0.07E)}{\bar{\theta} c_p \rho u_*^3} \qquad (5)$$

The comparison between our φ_H values and a φ_H function fitted from measurements under strictly horizontally homogeneous conditions (cf. DYER and

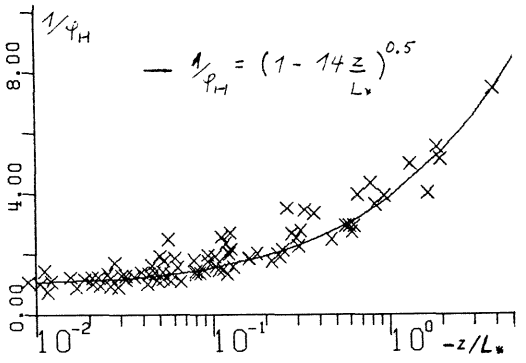


Fig.3: $1/\varphi_H$ as a function of the stability parameter z/L_*

BRADLEY 1982) shows good agreement. This may be a hint that the flow - at least in the middle of the valley where our instruments were situated - can be treated with horizontally homogeneous rates.

4 VERTICAL STRUCTURE OF ATMOSPHERIC TURBULENCE

According to Equation (3) the vertical profile of the sum of the turbulent flux of sensible heat and temperature advection was calculated. The components of Equation (3) have been determined as follows: Term III was measured by a Bowen Ratio approach, Term IV could be calculated from tethersonde measurements and term II was calculated from radiative transfer theory following KERSCHGENS et al. (1978) and HENSE et al. (1982). The result (H(z) + Adv. θ) is shown in Fig. 4.

5 CONCLUSIONS

The presented measurements allow the conclusion, that atmospheric stability functions which have been developed under horizontally homogeneous conditions can be used for model calculations in inhomogeneous regions. This of course applies only if the catabatic wind is fully developed, i. e. if the flow is stationary.

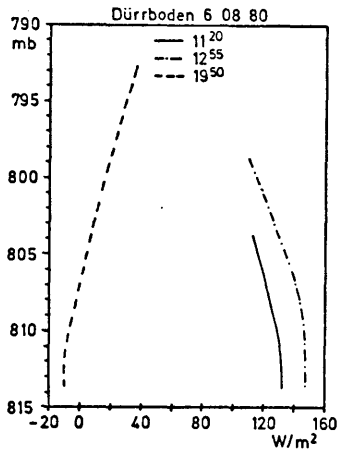


Fig.4: Vertical profiles of the sum of turbulent sensible heat flux and temperature advection

6 REFERENCES

DYER, A.J.; BRADLEY, E.F.:
An Alternative Analysis of Flux-Gradient Relationships At The 1976 ITCE, Boundary Layer Meteorology 22, 1982, pp 3 - 19

HENSE, A.; KERSCHGENS, M.; RASCHKE, E.
An economical method for computing the radiative energy transfer in circulation models, Quart. J. R. Met. Soc., 108, 1982, pp. 231 - 252

KERSCHGENS, M.; PILZ, U.; RASCHKE, E.:
A modified two-stream approximation for computations of the solar radiation in a cloudy atmosphere, Tellus, 30, 1978, pp. 429 - 435

KRAUS, H.:
Der Tagesgang des Energiehaushaltes in einem Hochgebirgstal, Annalen der Meteorologie, Nr. 5, 1971, S. 103 - 106

MONIN, A.S.; YAGLOM, A.M.;
Statistical Fluid Mechanics: Mechanics of Turbulence, Vol. I, 1971, The MIT Press, 769 pp.

This research was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft under contract no. KR 228/10.

DIE AUSBILDUNG DER NÄCHTLICHEN GRENZSCHICHT IM ALPENVORLAND

Hartmut Kapitza, Gerd Stilke
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
Bundesstr. 55
D-2000 Hamburg 13

1 EINFÜHRUNG

Die Messungen für diese Untersuchung wurden bei dem Experiment Merkur im Rahmen von ALPEX in der Zeit vom 23. 3. bis 4.4.82 durchgeführt. Hier wird von den Meßergebnissen der Hamburger Station im Rosenheimer Becken am Nordrand des Inntaltrichters ca. 1.5 km südlich von Raubling berichtet. Zum Vergleich werden Meßwerte der etwa 4 km SSW von der Hamburger Station am Fuß der Vorberge an der Westseite des Inntaltrichters gelegenen Kurort-Klimastation Brannenburg herangezogen (diese Werte wurden uns freundlicherweise vom DWD überlassen). Die für diese Untersuchung verwendeten Hamburger Messungen betrafen: Windrichtung und -stärke sowie Temperatur und Feuchttemperatur in mehreren Höhen an einem 8m-Mast, spezielle Mittelwert- und Fluktuationsmessungen mit einem Ultraschall-Anemometer-Thermometer in 9.5 m Höhe sowie "Schichtungs-Registrierungen" bis 500 m Höhe mit einem "analogen" Schallradargerät (siehe Tabelle 1 und STILKE, 1974). Eine weitergehende Bearbeitung des Themas unter Benutzung geeigneter Meßwerte auch anderer Stationen und insbesondere "kleinaerologischer Daten" ist vorgesehen.

2 MODELL

Das bekannte Schema von DEFANT (1951) beschreibt die Tal- und Hangwindsysteme. Insbesondere auf der Südseite der Alpen tritt das großräumigere Gebirgswindsystem bei synoptisch ruhigen Lagen auf. Untersuchungen von ULBRICHT (1979) in der nördlichen Po-Ebene (an der SO-Seite des Lago Maggiore) hatten ergeben, daß der Aufbau der nächtlichen Grenzschicht im Gebirgsvorland als Vorrücken aufeinanderfolgender und sich unterschiebender Kaltluftzungen mit Minifrontcharakter gedeutet werden kann, wobei die internen Froude-Zahlen in etwa gleicher Größe wie bei anderen Dichteströmungsfronten (Seewind, Staubsturm, Labormodelle von SIMPSON (1969), dazu siehe Abb. 4) liegen. Bis etwa Mitternacht erfolgte durch diesen Vorgang der Aufbau einer z.B. 500 m mächtigen, mehrfach stabil geschichteten unteren Atmosphäre, die in der zweiten Nachthälfte dann nicht mehr wesentlich verändert wurde. Die folgenden Beispiele sollen zeigen, daß dieses Modell bei geeigneten Lagen auch die Vorgänge in der nächtlichen Grenzschicht im nördlichen Alpenvorland beschreiben kann.

3 MESSBEISPIELE

3.1 25.3. 16.00 - 26.3. 8.00 GMT (Abb. 1)

Abb. 1 zeigt die während einer Merkur Intensivphase am Mast erhaltenen 10-min-Mittelwerte T, ff, dd. Sehr deutlich ist der scharfe Temperaturabfall ab 17.00 GMT zu erkennen, der von einer starken Windrichtungsänderung (100^{o} in 20 min) begleitet ist. Es folgen starke Temperatur- und Windrichtungsschwankungen. Temperatur, Windrichtung und -stärke zeigen deut-

liche Unterschiede zwischen der ersten und zweiten Nachthälfte: Kräftige Windrichtungs- und damit korrelierte Temperaturänderungen bei relativ geringer Windstärke in der 1. Hälfte, näherungsweise konstante Windrichtung mit nur kleinen Temperaturschwankungen, aber relativ hoher, stark schwankender Windstärke in der 2. Hälfte. Dies entspricht einem Aufbau mit dem "Zungenmodell" in der 1. Nachthälfte.

3.2 27.3. 16.30 - 19.30 GMT (Abb.2)
Das abrupte, frontartige Einsetzen der nächtlichen Zirkulation zeigt Abb. 2 anhand der SODAR-Registrierung und einer parallel laufenden Analogregistrierung der Mastdaten. Das Auftreten der ersten bodennahen Echos ist synchron mit einem starken Temperaturfall und einer Winddrehung von N auf W. In der Analogregistrierung ist erkennbar, daß die Umstellung auf die SSO-Richtung stufenweise erfolgt und z.T. auch von Rückdrehungen unterbrochen ist.

3.3 3.4. 16.00 - 4.4. 8.00 GMT (Abb. 3)
Diese Nacht ist gekennzeichnet durch sehr schwache Winde. In Abb. 3 sind vergleichend zur SODAR-Registrierung die 10-min-Mittel der Mastwerte dargestellt, ergänzt durch die potentielle Äquivalenttemperatur $\Theta_{\ddot{A}}$ zur Charakterisierung von Luftmassen. Die ersten schwachen Echos gegen 17.00 GMT sind von der schon beschriebenen Winddrehung begleitet, wobei gegen 18.00 der Wind aber wieder zurückdreht. Gegen 18.30 ist dann das erste starke Echo erkennbar, zeitlich übereinstimmend mit einer Zunahme von $\Theta_{\ddot{A}}$, was einer Advektion von feuchterer Luft entspricht (die Temperatur ändert sich nur wenig). Insgesamt zeigt die SODAR-Registrierung während der ganzen Nacht eine starke Strukturierung in der Höhe.

4 LITERATUR

DEFANT, F.: Local Winds. Comp.Met.Soc. S.655-672, Boston, 1951

SIMPSON, J.E.: A Comparison between Laboratory and Atmospheric Density Currents. Q.J.R.Met.Soc.,95,S.758-765, 1969

STILKE, G.: Information über das Schallradar-Meßverfahren. Meteorol. Rdsch.,27,S. 148-150, 1974

ULBRICHT, M.: Ein Beitrag zur Struktur der Grenzschicht - Theoretische Modelle und ihre Anwendung auf inhomogenes Gelände. Diplomarbeit, FB Geowissenschaften, Universität Hamburg, 179 S., 1979

Tabelle 1:
Technische Daten des SODAR

Typ: AEROVIRONMENT Model 300
Frequenz: 1600 Hz
Bandbreite: 20/40/80 Hz
Puls-Dauer: 50/100/200 msec
Sende-Leistung: 100 W
Range: 500/1000 m
Puls-Folge: 500 m-Range 9 sec
1000 m-Range 18 sec
Auflösung: 10 m
minimale Empfangshöhe: 20 m
(wegen Empfänger-Totzeit)

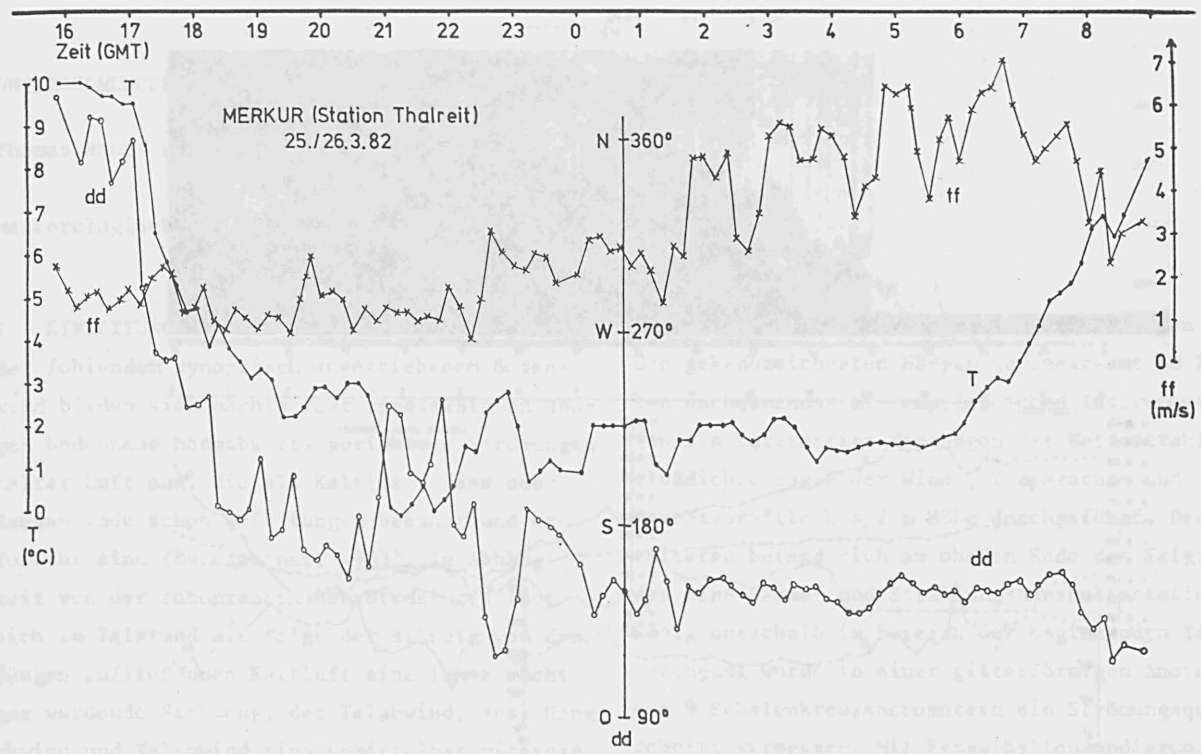


Abbildung 1 (oben):
10-min-Mittelwerte vom Mast:
T(3m), ff(8m), dd(9.5m)

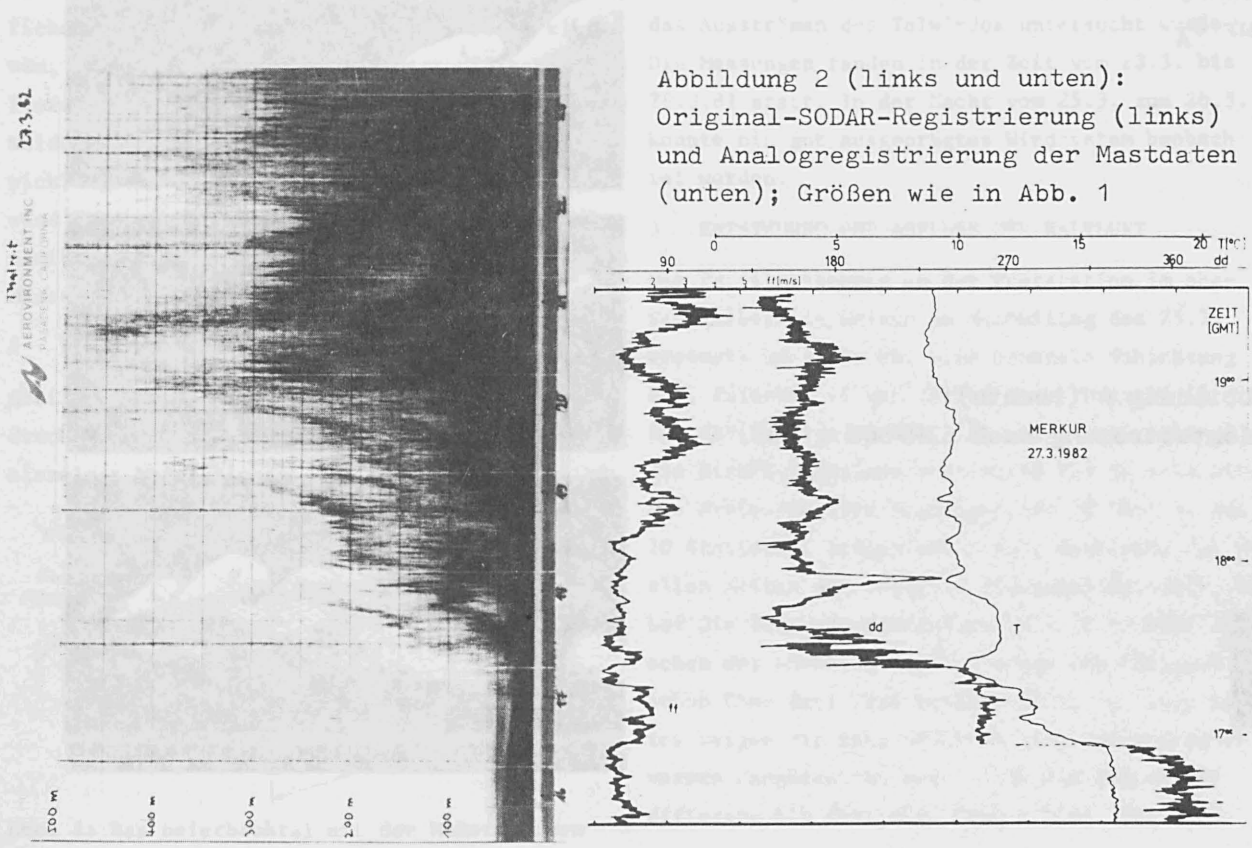


Abbildung 2 (links und unten):
Original-SODAR-Registrierung (links) und Analogregistrierung der Mastdaten (unten); Größen wie in Abb. 1

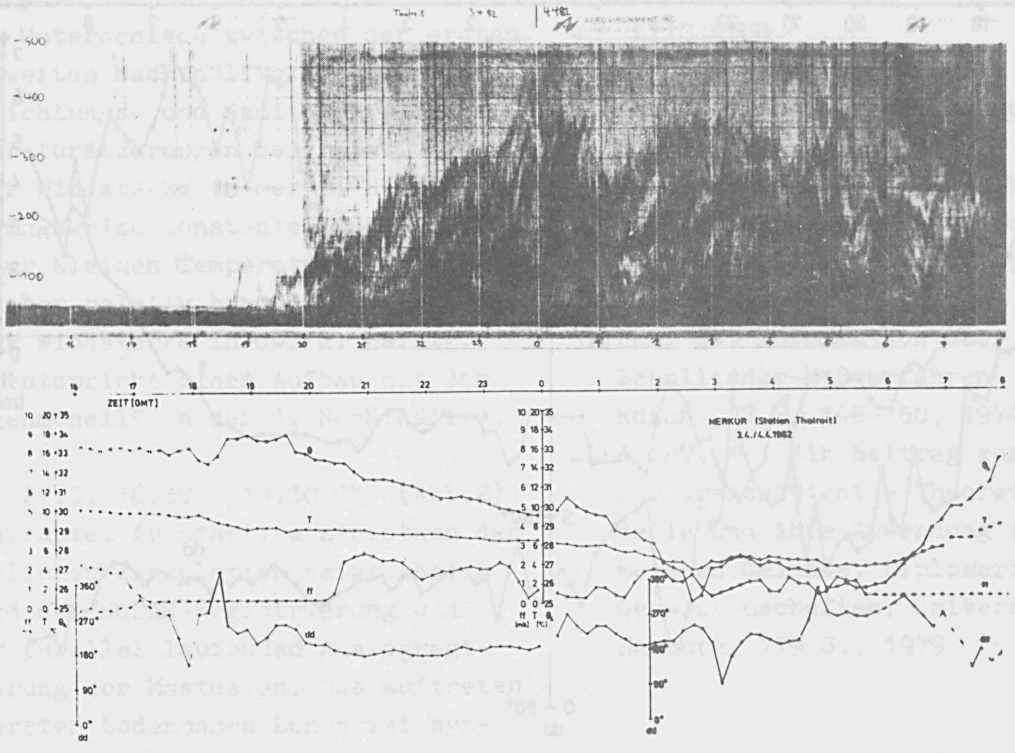


Abbildung 3 (oben):
Original-SODAR-Registrierung (oben) und 10-min-Mittelwerte der Mastdaten (unten); Größen wie Abb. 1, zusätzlich potentielle Äquivalenttemperatur $\Theta_{\ddot{A}}$

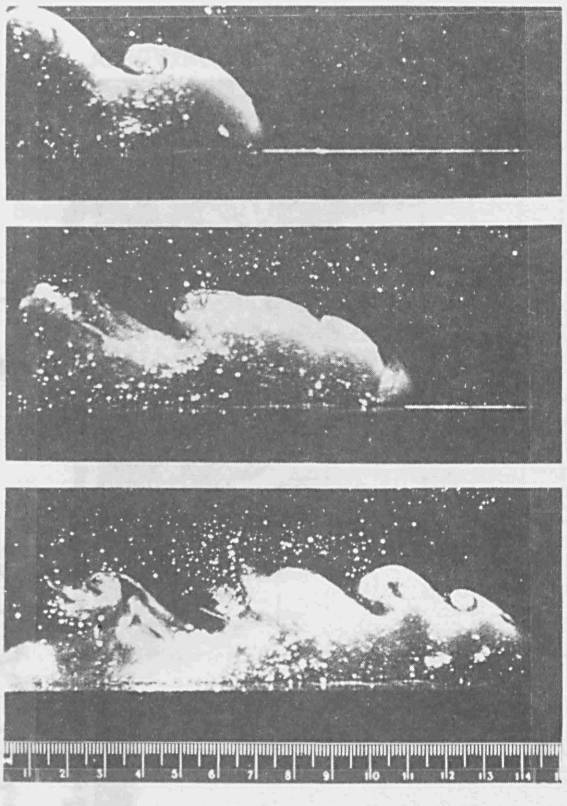


Abbildung 4 (rechts):
Dichteströmung nach SIMPSON (1969)

UNTERSUCHUNGEN ZUR DYNAMIK NÄCHTLICHER KALTLUFTFLÜSSE

Thomas Hauf und Norbert Witte

Meteorologisches Institut, Universität Karlsruhe

1 EINLEITUNG

Bei fehlendem synoptisch angetriebenem Bodenwind bilden sich nachts fast regelmäßig an Hängen bodennahe hangabwärts gerichtete Strömungen kalter Luft aus, die als Kaltluftflüsse oder Hangabwinde schon seit langem bekannt und erforscht sind (Baumgartner, 1963). In Abhängigkeit von der topographischen Struktur bildet sich im Talgrund als Folge der ständig von den Hängen zufließenden Kaltluft eine immer mächtiger werdende Strömung, der Talabwind, aus. Hangabwind und Talabwind sind unmittelbar miteinander verknüpft, werden jedoch verschiedenen Scales zugerechnet und sind daher in der Vergangenheit in Theorie und Experiment meistens getrennt untersucht worden. Im folgenden soll von experimentellen Untersuchungen eines nächtlichen Windsystems im Beierbachtal, einem kleinen, etwa 4 km langen in die Oberrheinische Tiefebene mündenden Tal des nördlichen Schwarzwaldes berichtet werden. Ziel war es, die Entwicklung vom Hangabwind (Micro-Scale) zum Talabwind (Meso-Scale) anhand der thermischen und dynamischen Struktur zu untersuchen und einfache Massen- und Energiebilanzen aufzustellen.

2 EXPERIMENTELLE ANORDNUNG

Abbildung 1 vermittelt einen räumlichen Eindruck der Talstruktur und zeigt die Lage der einzelnen Meßstationen. Das Tal ist bewaldet bis

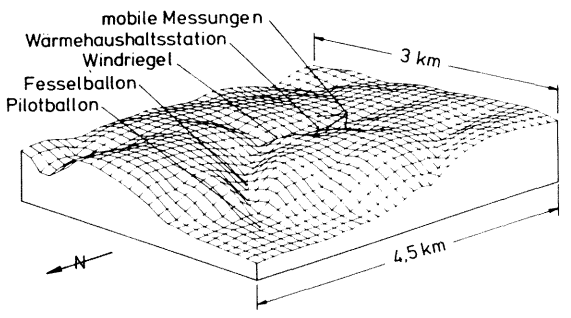


Abb. 1: Das Beierbachtal mit den Meßstationen

auf den oberen, flachen Bereich. Dort wurden an den gekennzeichneten Hängen an insgesamt 10 Punkten nacheinander mit empfindlichen Instrumenten jeweils kurzzeitige Messungen der Nettostrahlungsflußdichte sowie der Wind-, Temperatur- und Feuchteprofile bis 2 m Höhe durchgeführt. Desweiteren befand sich am oberen Ende des Talgrundes eine Wärme- und Strahlungshaushaltsstation. Wenig unterhalb im Bereich der beginnenden Talverengung wurde in einer gitterförmigen Anordnung von 9 Schalenkreuzanemometern ein Strömungsquerschnitt vermessen. Mit Fesselballonsondierungen in der Mitte des streng V-förmigen Tals konnten Wind-,Temperatur- und Feuchteprofile bis zu einer Höhe von 150 m erfaßt werden. Im Bereich der Einmündung des Tals in die Rheinebene wurden Pilotballonaufstiege durchgeführt, mit deren Hilfe das Ausströmen des Talwindes untersucht wurde. Die Messungen fanden in der Zeit vom 23.3. bis 28.3.81 statt. In der Nacht vom 25.3. zum 26.3. konnte ein gut ausgeprägtes Windsystem beobachtet werden.

3 ENTSTEHUNG UND ABFLUSS DER KALTLUFT

Die Profilmessungen an der Feststation im oberen Talbereich weisen am Nachmittag des 25.3. erstmals um 16.3o Uhr eine neutrale Schichtung auf. Zwischen 17 und 18 Uhr setzt überall im Tal der Hangabwind bzw. Talabwind ein, während die Strahlungsbilanz erst um 18 Uhr negativ wird. Die ersten mobilen Messungen (ab 18 Uhr) an den 10 Stationen, zeigen schon sehr deutlich, die von allen Seiten zur Talmitte strömende Kaltluft, wobei die Temperaturdifferenz in 12.5 cm Höhe zwischen der höchsten Meßstelle und dem Talgrund schon über drei Grad beträgt (Abb. 2). Auch später zeigen sie sehr deutlich einen ausgeprägten warmen Hangbereich, wobei sich die Temperaturdifferenz bis über vier Grad erhöht. Die Wind-

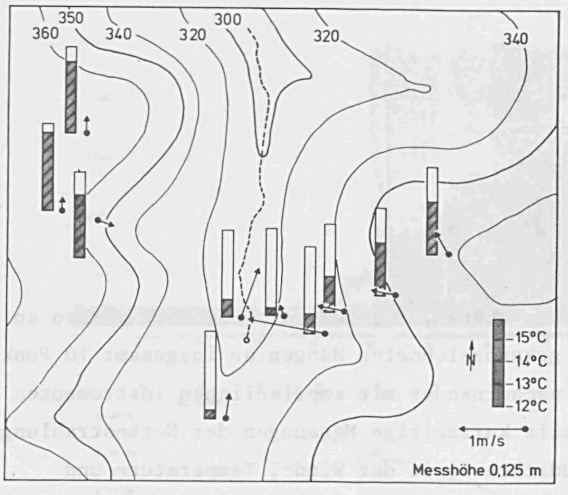


Abb. 2: Wind- und Temperaturverteilung im oberen Talbereich

richtungsmessungen zeigen, daß der Hangabwind stets den Falllinien folgt, wobei die Abweichungen ± 20 Grad betragen. Größere Abweichungen treten vereinzelt beim Umfließen von Strömungshindernissen, bei geringen Geländeneigungen und bei trägheitsbedingtem Strömungsverlauf auf.
Der zeitliche Temperaturverlauf am festen Ort zeigt des weiteren bis 20 Uhr eine Einschwingphase mit großen Änderungen und einer anschließenden quasistationären Phase. Dies ist aus Abbildung 3 klar ersichtlich, in der für die vier in einer Falllinie liegenden Stationen des Westhanges die Temperatur- und Windprofile zu drei verschiedenen Zeiten dargestellt sind. Da stets die obere Hangzone wärmer als der Talgrund ist, findet die Abkühlung eines Luftpaketes und damit die Ausbildung der Kaltluft während des Fließvorganges am Hang durch Wärmetransport zum Boden hin statt. Die der Abkühlung entgegenwirkende Erwärmung infolge Druckzunahme ist von geringerer Bedeutung. Diese Annahmen wurden schon von Prandtl (1942) seinen Berechnungen der Hangwindprofile zugrundegelegt. Die aus Temperatur- und Windprofil bis zu 2 m Höhe berechnete individuelle Änderung der inneren Energie eines abfließenden Luftvolumens beträgt z.B. um 20.45 Uhr am Westhang ca. -30 W. Da aber auch oberhalb von 2 m noch eine Abkühlung stattfindet, muß der Wärmefluß zum Boden mindestens 30 W/m^2 betragen. Der Wert der Strahlungsbilanz zu diesem Zeitpunkt liegt in Übereinstimmung dazu bei -43 W/m^2.

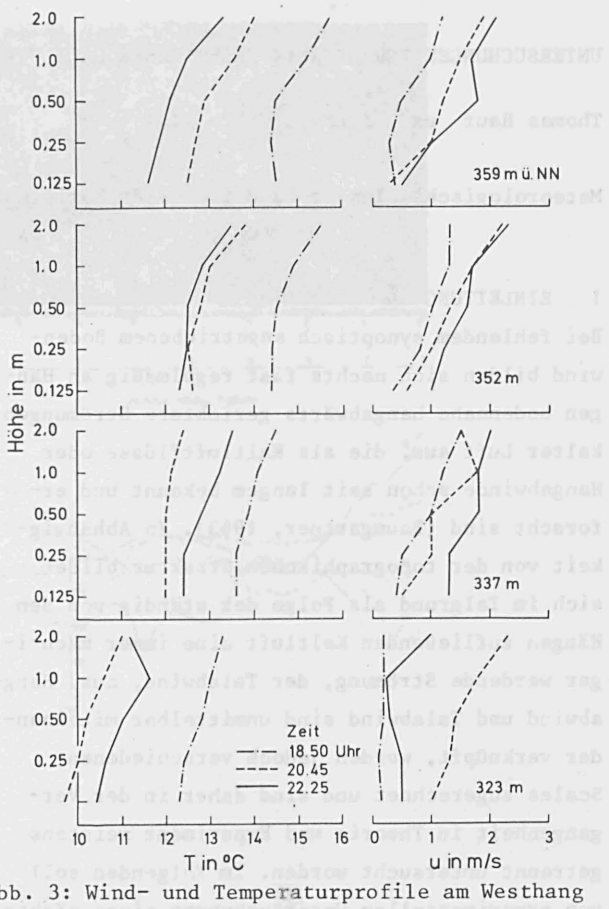


Abb. 3: Wind- und Temperaturprofile am Westhang

Die Wind- und noch deutlicher die Temperaturprofile zeigen eine vertikale Aufteilung des Hangabwindes in zwei Bereiche. Unmittelbar über dem Boden bis in 0.5 m Höhe bildet sich eine gut durchmischte isotherme Schicht aus. Die Schicht darüber weist nahezu logarithmische Profile mit großen Gradienten auf.
Unter der Voraussetzung eines turbulenten Strömungszustandes lassen sich mit Hilfe der Monin-Obuchow-Theorie der horizontal homogenen Grenzschicht Wärme- und Impulsfluß zum Boden hin berechnen. Man erhält so jedoch, infolge der starken Gradienten, unrealistisch große Werte. Der Wärmefluß ist im Einzelfall 2-10 mal größer als die Strahlungsbilanz am Boden. Ein laminarer Strömungszustand mit molekularem Austauschkoeffizient ergibt andererseits einen um zwei Größenordnungen zu kleinen Wärmefluß. Die abfließende Kaltluft befindet sich daher in einem Übergangsbereich zwischen laminarem und turbulenten Strömungszustand. Die beiden typischen Profilbereiche weisen ebenfalls auf diesen Übergangszustand hin.

Die in der Literatur häufig anzutreffende Annahme einer höhenkonstanten Geschwindigkeitsverteilung kann mit den vorliegenden Meßergebnissen nicht bestätigt werden. Vielmehr zeigen die Messungen eine ausgeprägte Vertikalstruktur der Strömung und stehen insofern im Einklang mit den analytischen Lösungen von Prandtl (1942) und Defant (1951) und den numerischen Modellergebnissen von Gutman (1972). Das in diesen Lösungen auftretende Windmaximum in ca. 10 m Höhe über Grund wird mit den eigenen Messungen jedoch nicht erfaßt.

4 DER ÜBERGANG ZUM TALABWIND

Die Abbildung 4 zeigt das Isotachenfeld in einem Talquerschnitt ("Windriegel", Abb. 1) im Verengungsbereich nahe dem Waldrand. Ein Ast des beginnenden Talabwindes wird hier mit einem Windmaximum in unmittelbarer Bodennähe sichtbar.

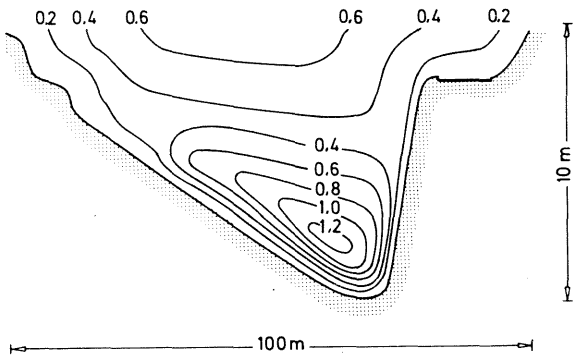


Abb. 4: Isotachenfeld beim Windriegel

Weiter unten im Talbereich zeigen die Fesselballonsondierungen sehr deutlich, daß infolge des Zustroms der Kaltluft von den Hängen und Seitentälern der Kaltluftstrom zu einem Talabwind angewachsen ist, der um 21.3o Uhr immerhin schon eine vertikale Mächtigkeit von 70 m gewonnen hat. Das Windprofil ist hierbei recht homogen. Der Massenstrom der Kaltluft durch das Tal ergibt sich zu etwa 36000 kg/s. Bezogen auf die Einzugsfläche des gesamten Tals erhält man eine Geschwindigkeit von 8 mm/s durch die Fläche, die als Kaltluftproduktion von 28.8 m^3/m^2h interpretiert werden kann. Der Wert besitzt die gleiche Größenordnung wie der von King (1973) angegebene.

5 DAS AUSFLIESSEN DER KALTLUFT

Die Pilotballonsondierungen ergeben eindeutig Hinweise, daß dieser Talabwind weit in die Rheinebene hineinschießt und allmählich von der Rheintalströmung abgelenkt wird. Die Abb. 5 vermittelt eine räumliche Vorstellung vom vertikalen Windprofil im Mündungsbereich. Das aus

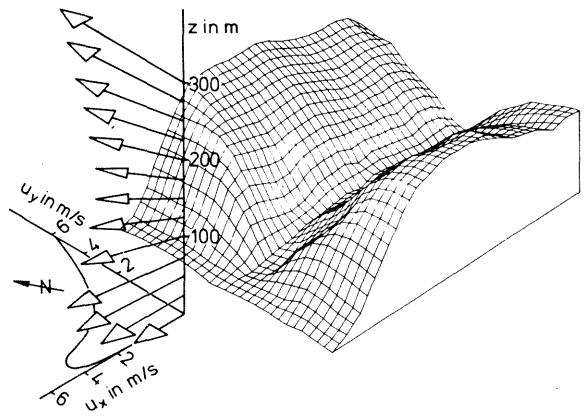


Abb. 5: Das Strömungsverhalten im Mündungsbereich

3 Pilotierungen gemittelte Profil zeigt zunächst das Ausströmen aus dem Beierbachtal mit einem Windmaximum von 3.5 m/s in etwa 75 m Höhe. Darüber dreht der Wind allmählich auf die im Rheintal vorgegebene Strömungsrichtung, wobei bis etwa 150 m zunächst ein Rückgang der Windgeschwindigkeit auftritt.

6 LITERATUR

BAUMGARTNER, A.: Einfluß des Geländes auf Lagerung und Bewegung der nächtlichen Kaltluft. In: Frostschutz im Pflanzenbau. Hrsg. F.Schnelle, BLV Verlagsgesellschaft München, 1963.

PRANDTL, L.: Führer durch die Strömungslehre. Vieweg, Braunschweig, 1942.

GUTMAN, L.N.: Introduction to the nonlinear theory of mesoscale meteorological processes. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1972.

DEFANT, F.: Local Winds. In: Compendium of Meteorology. Hrsg. T.F. Malone, American Meteorological Society, Boston, 1951.

KING, E.: Untersuchungen über kleinräumige Änderungen des Kaltluftflusses und der Frostgefährdung durch Straßenbauten. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 130, Band 17, Offenbach/M., 1973.

PERSISTENCE OF CLOUDY AND SUNNY DAYS AT THE SOUTHERN FOOT OF THE ALPS

by Claudio Gandino

Meteorological Observatory of the Ispra Center of the European Communities
I-21020 ISPRA (Varese)

1-INTRODUCTION.

Advantages and disadvantages of some methods concerning persistence and sequences of cloudy or sunny days are discussed.
It seems that a unique diagram for all the needs of the designers does not exist.
A combination of computer programs DIFFUSOG and SOLARGIA can produce a sufficient set of information.

2-PERSISTENCE OF CLOUDY DAYS.

In many tourist areas of the Alps the number of consecutive cloudy days (coupled with rain frequenty) is the main factor which suggests leaving.
The simplest method to know the frequency of this persistence consists in the counting of the number of the events of the groups of consecutive days with a completely cloudy sky at the three observations (08,14 and 19 hours), with no direct sun radiation and with continuous rain possible.
During the past years, direct sun irradiation has not been measured and has been replaced keeping the daily global irradiation below two hundred J/sqcm for a "cloudy" day at Ispra.
Measurements during fifteen years produce the result shown in FIGURE 1.
The vertical axis refers to the number of events, not of days, because of the dimension of the drawing.
If we consider November as the fourth Winter month, FIGURE 1 shows that this season contains the most frequent long periods of cloudy and rainy (or snowy) days. An entire week with these bad conditions has been counted five time during fifteen years, whilst only two groups of four consecutive bad dayshave been recorded in Summer.
A more accurate method is based on the fraction of global horizontal solar irradiation versus the solar irradiation which could be measured on a horizontal plan outside the atmosphere, which is called extra-terrestrial solar irradiation.
In 1963 Liu and Jordan found a curve which relates this fraction to the fraction between the diffuse horizontal and global horizontal irradiation.
These parameters have been calculated since 1979 at Ispra with a program named DIFFUSOG, the result of which is reported in FIGURE 2.
The frequencies refer to the groups of consecutive days with diffuse irradiation equal or greater than 70 % of the contemporary global irradiation.
Taking into account that no correction is made on these measured values, this means a fraction of diffuse versus global irradiation greater than eighty percent, which characterizes cloudy days.

FIGURE 2 confirms FIGURE 1, if we take into account the different methods and the different years.

3-PERSISTENCE OF SUNNY DAYS.

The growing use of solar collectos for home heating demands many types of solar data, among which the frequency of events of groups of consecutive days with the same daily variation of solar irradiation.
The program SOLARGIA computes these sequences of hourly global radiation and FIGURE 3 shows the result at Ispra Observatory.
Because of the difficulty of measuring two equal days, the hourly values that are different with less than twenty J/sqcm are considered equal.
The days also with less than twenty percent of difference in the first hourly values of global irradiation are considered equal, if the hourly values after the first differ less than twenty J/sqcm, as we said before.
A third condition is introduced to avoid sequences of completely cloudy days, establishing a lower limit to the hourly values of solar irradiation which is eighty J/sqcmh for December, hundred for January, two hundred for June and back to November.
FIGURE 3 displays sequences with five or six days in January and December, which are very useful for home heating.
The lack of long sequences in Summer is due to the so called "fine weather cumuli" and to the stormy clouds.
FIGURE 4 has the opposite aim of FIGURE 2, because it shows the frequencies of persistence of consecutive days with global horizontal radiation greater than 0.54 of the contemporary extraterrestrial solar irradiation.
This fraction has been chosen after some tests with different values, to give the best emphasis to the monthly differences.
This is another result from the computer program DIFFUSOG.
Summer is the season with the highest frequency of consecutive sunny days with high total daily amount of sun irradiation.
This result is not incompatible with the result of FIGURE 3, where the similar variation and not the daily amount is considered.
If we consider November in FIGURE 4 we must remember that November 1981 was an exceptional sunny month.

REFERENCES:

ARANOVITCH,E.; GANDINO,C.; "Mesures de rayonnement solaire effectuées à Ispra", 16ème Congrès de Météorologie Alpine, Aix-les-Bains, Septembre 1980.

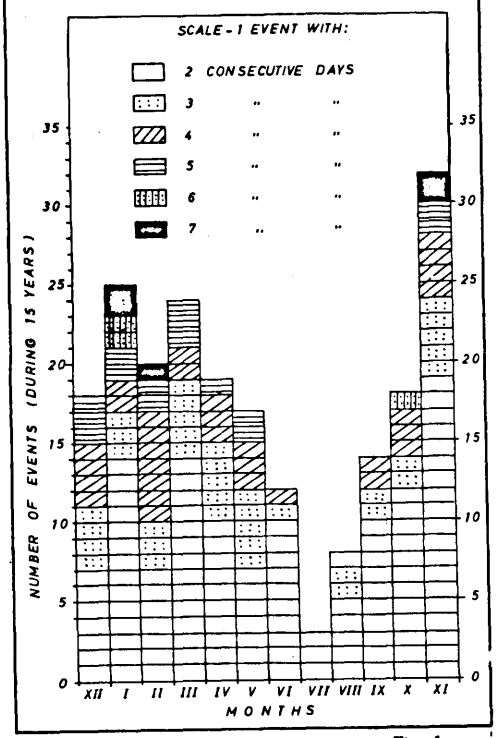
BOLLINI, G.;GALVA,A.;GANDINO,C.; PORRATI,E.;"22° Annuario Meteorologico di Ispra", rapporto EUR-7174, CEC.

LIU,J.H.; JORDAN,R.C.:"The long term average performance of flat-plate solar energy collectors",Solar Energy, Vol. 7, pages 53-74, 1963.

-o-

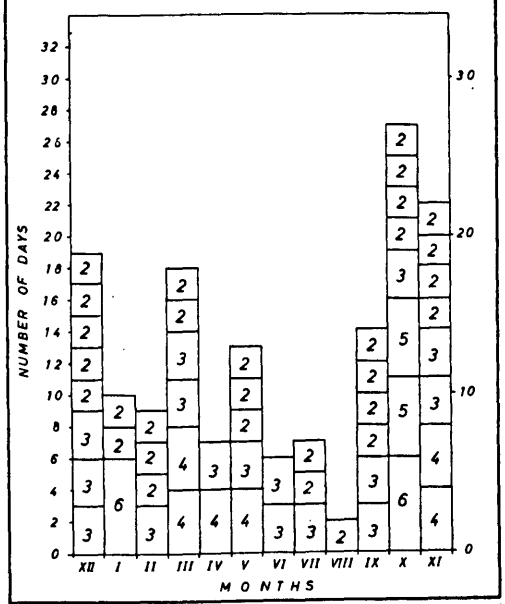
FREQUENCIES OF THE GROUPS OF DAYS WITH CONTINUOS TOTAL CLOUDINESS (8/8).

ISPRA 1962-1976



G.B. 22.2.82 Fig. 1

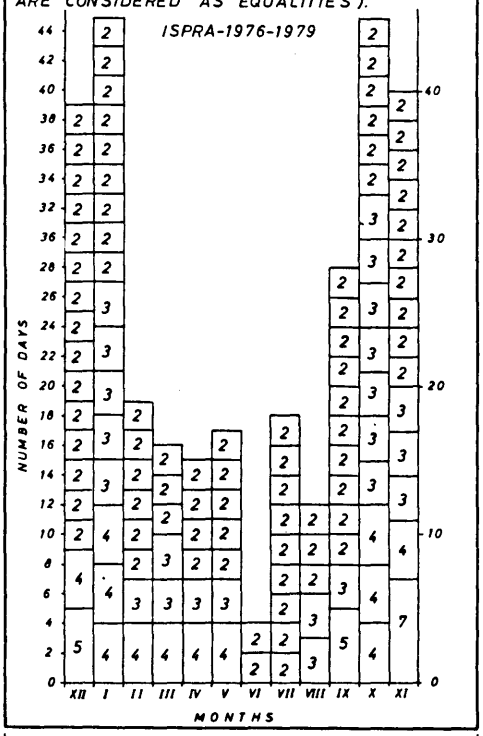
FREQUENCIES OF GROUPS OF CONSECUTIVE DAYS WITH DIFFUSE SOLAR IRRADIATION GREATER THAN 70% OF THE GLOBAL HORIZONTAL IRRADIATION. ISPRA-1979-1981



G.B. 17.2.82 Fig. 2

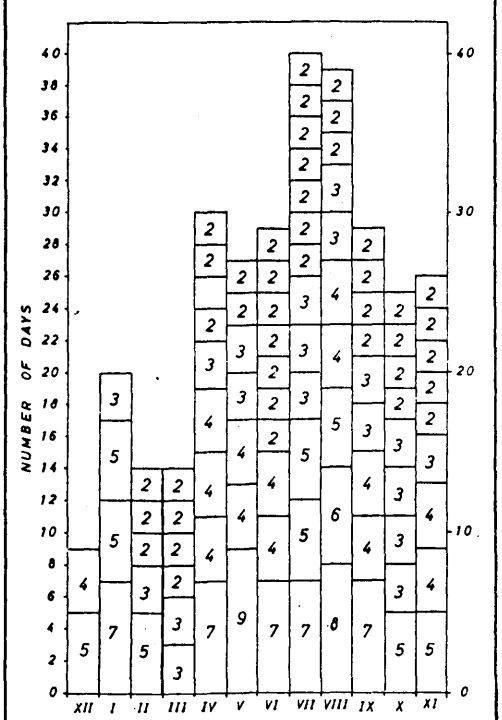
FREQUENCIES OF GROUPS OF CONSECUTIVE DAYS WITH HOURLY DIFFERENCES SMALLER THAN 20% OF THE GLOBAL HORIZONTAL SOLAR IRRADIATION (DIFFERENCES UNDER 20 J/cmq.h ARE CONSIDERED AS EQUALITIES).

ISPRA-1976-1979



G.B. 17.2.82 Fig. 3

FREQUENCIES OF GROUPS OF CONSECUTIVE DAYS WITH GLOBAL HORIZONTAL IRRADIATION GREATER THAN 0.54 EXTRATERRESTRIAL IRRADIATION. ISPRA-1979-1981



G.B. 17.2.82 Fig. 4

EFFETS DE CANALISATION DES MASSES D'AIR LE LONG DE LA VALLEE DU VARDAR SUR LE TEMPS DE THESSALONIQUE

P a r

P.Maheras, A.Arseni-Papadimitriou, et C.Balafoutis

Institut de Météorologie et Climatologie, Thessalonique, Grèce

1. PRINCIPE ET METHODE

Les vents forts de NW à NNW soufflant à Thessalonique durant toute l'année sont communément nommés sous le nom de "Vardaris" (V. Angouridakis 1981, p.86).

Les conditions synoptiques permettant l'établissement du Vardaris sont variées. La situation la plus favorable est constituée par la présence d'un anticyclone continental froid centré en Europe Centrale ou Occidentale et prolongé par une dorsale vers des latitudes plus septentrionales; les basses pressions s'étendent de la mer Noire à la Méditerranée orientale; quelquefois des minimums mobiles se déplacent de NW à SE en liaison avec des fronts froids en contournant l'anticyclone tandis que l'orientation des isobares, en surface, prend un aspect meridien (fig. 1).

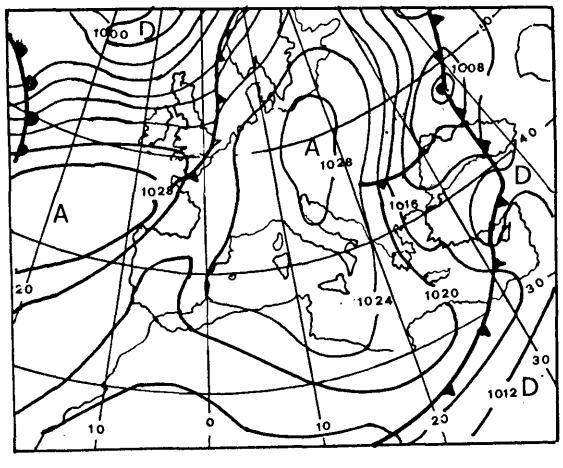


Fig. 1 - Situation le 8/7/1974 a 12 T.U.

Dans ce cas, la canalisation des masses d'air le long de la Vallée du Vardar est bien favorisée. Il s'agit donc d'une situation synoptique mixte (P.Maheras 1979, p.565) engendrant sur notre région des vents catabatiques froids de type de Mistral (F.Boyer 1970, p.1).

Dans cet article nous étudions les effets de canalisation des masses d'air engendrée par les situations synoptiques mis en évidence ci-dessus, sur le temps de Thessalonique (températures, humidité relative, évaporation, insolation). Les bases de cette étude est l'examen des observations horaires des éléments météorologiques d'une décennie (1966-1975).

Pour que nos chiffres soient comparables, à savoir pour éviter l'influence saisonière et diurne nous avons calculé, chaque fois, les écarts des températures et de l'humidité relative horaires correspondantes (période 1966 - 1975), puis nous avons divisé l'année à deux périodes: Période estivale (de mai à septembre), Période hivernale (d'octobre en avril). Ainsi cette methodologie nous fournit la possibilité de rapporter tous les épisodes de "Vardaris" à une origine commune et de faire les calculs afin d'obtenir les moyennes horaires de chaque période. Il est à noter que parmi toutes les situations synoptiques mixtes nous avons choisi uniquement celles dont les épisodes de "Vardaris" commencent, soit après d'une période de calmes soit après d'une période de vents de Sud. La période froide compte ainsi 36 épisodes de "Vardaris", la période chaude 34 épisodes.

2. LES RESULTATS

2.1. Thermo-Hygrométrie.

La figure 2 illustre les effets de la canalisation des masses d'air pour la période hivernale. A propos des températures on voit qu'il y a une inertie entre le moment où le vent commence à souffler et la baisse des températures, inertie qui n'apparaît guère sur la courbe concernant l'humidité. Autrement dit, durant la saison hivernale l'arrivée d'une masse d'air

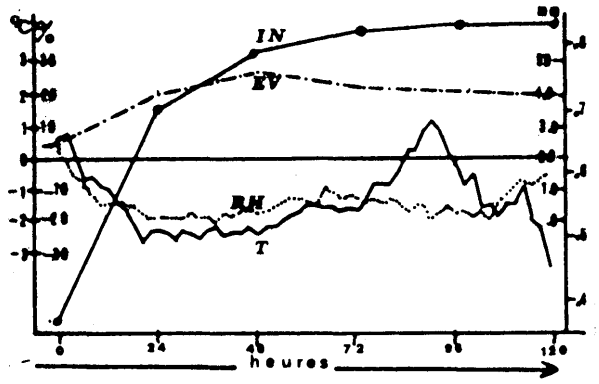


Fig. 2.- Thermo-Hygrometrie-Evaporation-Insolation du "Vardaris" saison hivernale

de NW ne se traduit pas tout de suite par un refroidissement brutal du temps. Ce n'est qu'au bout d'un certain delais (dans notre cas 2 heures) que l'afflux d'air sera suffisamment abondant et ne pourra plus être réchauffé par le substratum. Après cette hausse très brève des températures, le refroidissement du temps de l'ordre de 3.5°C en moyenne est très rapide; puis, les températures s'élèvent progressivement. Cette élévation des températures qui commence à partir du second jour et dure jusqu'à la fin du quatrième jour est sans dout liée, tant à la forte insolation qu'à l'évolution des masses d'air Pc à des latitudes plus méridionales. Puis, il y a une baisse due évidemment à un changement des masses d'air.

La baisse de l'humidité relative de l'octobre de 20% en moyenne est également rapide. Puis, elle reste relativement constante durant tout l'épisode moyen d'une durée de 5 jours environ.

Période estivale (fig. 3). On voit que

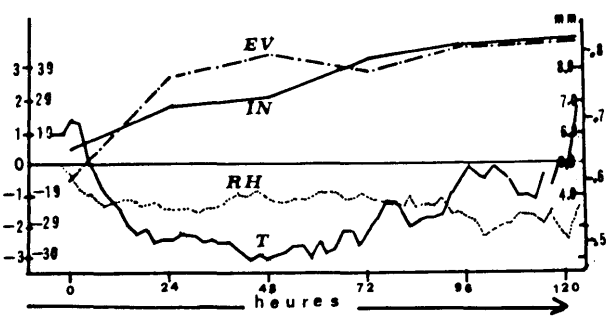


Fig. 3.- Thermo-Hygrometrie-Evaporation-Insolation du "Vardaris" saison estivale.

durant la période estivale l'arrivée d'une masse d'air de NW se traduit tout de suite par un refroidissement brutal du temps, à savoir que l'inertie que nous avons vue durant la période opposée n'apparaît guère. En outre, le refroidissement est ici plus fort (de l'ordre de 4°.9C contre de 3°.5C de l'autre période) et dure plus longtemps (deux jours). La hausse de températures commence à partir du troisième jour, mais elle est moins rapidepar rapport à celle de l'autre période, avec un profil en dents de scie.

La baisse de l'humidité relative est moins forte par rapport à celle de la période hivernale, elle est de l'ordre de 13% environ. Cette infériorité s'explique par le fait qu'en général l'humidité relative est plus basse en été qu'en hiver. Cette baisse dure seulement une demi-journée, (12 heures), puis les valeurs moyennes de l'humidité relative restent relativement invariables jusqu'à la fin de l'épisode, ce qui veut dire que la masse d'air qui arrive au-dessus de notre région reste la même pendant tout ce temps.

2.2. Evaporation.

D'après les figures 2 et 3 on constate qu'il n'y a aucune ambiguité à propos de l'influence du "Vardaris" sur la vitesse de l'évaporation. En effet, durant les premières 24 heures il y a une hausse très importante de l'évaporation tant en saison estivale (hausse de 3.5mm environ) qu'en saison hivernale (hausse de 2mm environ). Les évaporations maximales sont relevés le second jour (8.4mm et 4.7 mm), fait également souligné pour le föehn à Bourg St. Maurice.

Une comparaison entre l'évaporation diurne et nocturne fait ressortir que l'évaporation diurne est bien supérieure à la nocturne (rapport égal à 5/3 environ) bien que le vent ne faiblisse pas la nuit. On ne peut pas donc en déduire que la quantité d'évaporation est directement proportionnelle à la vitesse du vent Par ailleurs, d'autres calculs concernant le foëhn ont déjà montré que la corrélation est faible entre vent et évaporation. Il en résul-

te que ce sont les températures et surtout l'hygrometrie qui ont favorisé une évaporation diurne plus forte à cause de l'influence diurne: hausse durant la nuit, baisse durant la journée.

2.3. Insolation

Nous avons relevé pour chaque séquence de "Vardaris" le rapport d'insolation journalier, puis nous avons calculé pour chaque période le rapport d'insolation moyen du premier jour d'une séquence des vents "Vardaris", du second etc... D'après nos fig.2 et 3 les résultats apparaissent très clairs. La rélation donc Vardaris-insolation sur notre région est indéniable. Tant en hiver qu'en été dès que le vent Vardaris commence à souffler, l'effet de föehn disloque rapidement les nuages (dans une journée). Quelquefois, il est possible d'observer cette désagrégation. Au Nord, d'une et de l'autre côtés de la vallée du Vardar, au-dessus du relief, de gros cummulus surmontant de nuages moyens donnent encore une forte nebulosité, mais emportés rapidement vers le Sud par le vent violent; ils s'amenuisent très vite au-dessus de la plaine en prennant une forme lenticulaire et ne parviennent jamais à atteindre la mer, car de ce côté de l'horizon le ciel demeure immuablement bleu. Une visibilité exceptionnelle est parfois possible (A.Arseni-Papadimitriou 1980, p.127).

Conclusion

Toute notre région subit l'influence importante du Vardaris pour le meilleur comme pour le pire; elle lui doit en partie la sécheresse relative de son climat et ces coups de vents secs qui font subir de gros degâts à la végétation et aux cultures, mais elle lui doit aussi la pureté et la luminosité de son ciel si indispensable à nos jours.

Prévoir le temps c'est dans la région de Thessalonique encore plus difficile qu'ailleurs prévoir avant toute le vent qui soufflera le lendemain. Dans le cas d'une situation à Vardaris, le prévisionniste derva tenir compte de la topographie de la région et des incidences du vent sur la nébulosité, les températures et l'humidité; C'est seulement s'il utilise tous ces facteurs qu'il sera etonné des possibilités qui lui sont offertes.

BIBLIOGRAPHIE

1. ANGOURIDAKIS Vl. 1981 BALAFOUTIS Ch. et MAHERAS P. "Les vents de NW et Vardaris à Thessalonique-Essai statistique". Eaux et Climats". Mélanges offerts en hommage à Ch. PEGUY. p.p.85-95, Grenoble.

2. ARSENI-PAPADIMITRIOU 1980, MAHERAS P. et PAPADIMITRIOU J. "Les conditions géographiques, synoptiques et aérologiques propices à l'apparition du phénomène: Visibilité exceptionnelle à Thessalonique". C.R.XVI^{ème} congrès international de Météor. Alpine, p.p.125-129.

3. BOYER F. ORIEUX A. 1970 "Le Mistral en provence occidentale". Monographie de la Météorologie Nationale n° 79 Paris, 1970.

4. MAHERAS P. 1979 "Climatologie de la mer Egée et de ses marges continentales-Etude de Climatologie descriptive et de climatologie dynamique". Thèse de Doctorat d'Etat, Université de DIJON 783p.

DIE SONNENSCHEINMAESSIGE BEVORZUGUNG DER REGION BASEL BEI WINTERLICHEN HOCHDRUCKLAGEN (CLIMOD - STUDIE)

Hans-Ulrich Dütsch
Laboratorium für Atmosphärenphysik ETH, Hönggerberg, CH-8093 Zürich

Bei winterlichen Hochdrucklagen ist der Raum um Basel gegenüber dem Jurasüdfuss in Bezug auf Sonnenschein stark bevorzugt,d.h.er hat wesentlich weniger unter Nebel-oder Hochnebelbildung zu leiden.Die Untersuchungen im Rahmen des Projektes CLIMOD, das sich u.a. mit der Möglichkeit einer Beeinträchtigung dieser Bevorzugung durch atmosphärisch gekühlte Grosskraftwerke befasste, haben zu interessanten Einsichten in die regionale Zirkulation, die für diese merkwürdige Sonnenscheinverteilung verantwortlich ist, geführt.

Die Hochdrucklage wurde nicht durch grossräumige synoptische, sondern durch für sie typische regionale Kriterien definiert: 1) Sonnenscheindauer auf dem Säntis (2500 m ü.M.)≥ 6 h; 2) Inversion in der Mittagssondierung von Payerne ≥ 4°C; 3) auf der Alpennordseite kein Niederschlag bis 19 h (ausser Nebelregen); dazu kam eine synoptische Bedingung; 4) Lage der Nordschweiz in einem Hochdruckgebiet oder Hochdruckausläufer; diese Bedingung ist aber weit weniger scharf gefasst als das Hochdruckkriterium von Hess-Brezowski und spielt in der Auswahl der Tage im Vergleich 1 und 2 kaum eine Rolle.

Tab. 1 zeigt, dass aufgrund dieser regionalen Kriterien 47 % der Hochdrucklagen nach Hess - Brezowski (A') ausgeschieden, aber durch eine fast gleich grosse Zahl anderer Tage (vor allem antizyklonale Süd-(F) und Ostlagen (B)) ersetzt wird. Die sonnenscheinmässige Bevorzugung der Region Basel (die nicht als Kriterium verwendet wurde) ist an den ausgeschiedenen Tag (A') zur Zeit des tiefsten Sonnenstandes 3 mal kleiner als an den ausgewählten Tagen (T).

Tabelle 1

Tage mit Hochdrucklage Mitte Oktober bis Ende Februar in den 11 Wintern 1969/70 - 1979/80

	T	A	B	F	U	A+A'	A'
Anzahl Tage	325	185	59	46	35	348	163
in % der synopt. Hochdrucklagen	93.4	53.2	17.0	13.2	10.1	100	46.8

Verhältnis Sonnenscheindauer Basel/Jurasüdfuss (Mittel aus 4 Stationen)

Nov.- Jan.	4.7	4.8	3.0	15.0	3.5	3.1	1.5
15.10.-28.2.	3.3	3.3	2.4	4.7	3.0	2.4	1.4

T = Gesamtzahl der Hochdrucktage nach den regionalen Kriterien 1 - 4; davon A: Hochdrucklagen HBP; B: Bisenlagen HBP; F: Föhnlagen HBP; U: andere; A+A': Gesamtzahl Hochdrucklagen HBP; A': wegfallende Hochdrucklagen HBP.

Zur Abklärung der regionalen Strömungsverhältnisse, die für die Bevorzugung der Region Basel wesentlich sind, wurde ein Feldexperiment konzipiert, das folgende Mess- und Beobachtungssysteme enthielt: Stationäre Fesselballonaufstiege bei Kaiseraugst und auf Nünzeberg bei Möhlin (Mobilab der Schweiz.Meteorolog.Anstalt, SMA); mobile Fesselballonanlage (Mobisond des Eidg. Instituts f. Reaktorforschung, EIR); instrumentierter Motorsegler (EIR und Institut f. Leichtbau und Flugzeugstatik der ETHZ). Einsatz von "Constant Level" Ballonen, CLB, Lab.f. Atmospärenphysik ETHZ und SMA). Beobachtungsflüge

und Rundfahrten (geogr. Institut, Univ.Bern, GIUB und Amt für Meteorologie, Basel, AMB); drei zusätzliche Meteostationen (in Ergänzung des normalen Stationsnetzes) auf dem Jurakamm (SMA und AMB) sowie Auswertung von Satellitenbildern (GIUB). Das Schwergewicht der Versuche, vor allem der CLB-Einsatz wurde auf den Raum Möhlin-Stein konzentriert, da in diesem Bereich sehr häufig die Grenze zwischen Nebel im oberen Hochrheintal und Sonnenschein im unteren liegt.

Die Ergebnisse der unterschiedlichen Windmessungen konnten zu einem einheitlichen Strömungssystem in 200-300 m über Boden zusammengefasst werden (Abb. 1). Dieses wird durch ein für Hochdruckverhältnisse ungewöhnliches Starkwindfeld (5-10 m/sec) dominiert, das weniger als 10 km breit ist und den Rhein zwischen Möhlin und Stein Säckingen mit grosser zeitlicher Richtungskonstanz (in Bezug auf Tageszeit sowie von Tag zu Tag) schräg in Richtung WNW zum Dinkelberg (D in Abb. 1) überquert. In seinem Kern greifen die starken Winde praktisch bis zum Boden durch. Oberhalb von 400-500 m über dem Rheintalboden, gelegentlich auch schon tiefer, nehmen die Windgeschwindigkeiten rasch ab und die Winde drehen durch die Inversion hindurch in die schwache geostrophische Strömung hinein.

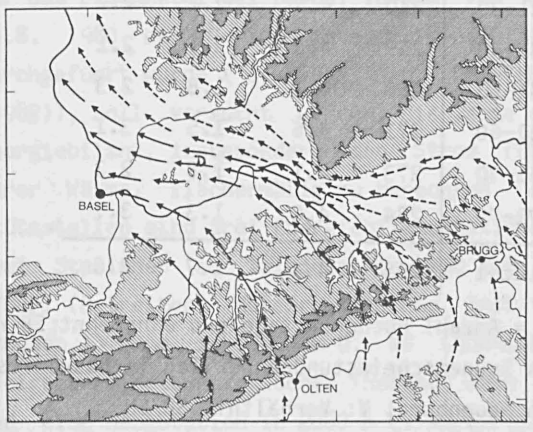


Abb. 1
Strömungssystem über Jura und Hochrheintal bei winterlichen Hochdrucklagen

500-700 m über 700 m

Das Hochrheintal ist in diesem Niveau westlich der Starkströmung 4-6 Grad wärmer als östlich. Die Motorseglerflüge zeigten, dass dieser Temperatursprung sich auf 10 km oder weniger im Bereich der Starkwindzone konzentriert. Da die absolute Feuchte in kaltem Bereich gleich hoch oder nicht selten höher liegt als im warmen, ist der erstere häufig von Nebel oder Hochnebel erfüllt, während die relative Feuchte auf der warmen Seite tief genug liegt, um Hochnebelbildung zu unterdrücken.

Die Intensität und zeitliche Konstanz des beobachteten Strömungsfeldes zeigt, dass dieses nicht regional im Hochrheintal gebildet wird, sondern grossräumigeren Charakter haben muss, d.h. dem Hochrheintal von aussen aufgeprägt wird, wobei aber die regionalen topographischen Verhältnisse die Strömungsverteilung und ihre wetterhaften Auswirkungen entscheidend beeinflussen. Neben dem sukzessiven Abfall des Jurakammes nach Osten spielt dabei der weit ins Rheintal vorragende Schwarzwaldausläufer Eggberg eine wesentliche Rolle.

Die Aaremündung in den Rhein und die angrenzenden östlichen Ausläufer des Jurakammes bilden die niedrigste Abflussstelle für Luft aus dem Becken des schweizerischen Mittellandes. Trotz eines strahlungsmässigen Wärmeverlustes an der Hochnebelobergrenze von fast 50 W/m^2 im Tagesdurchschnitt, der durch den Wärmefluss aus dem Boden keineswegs kompensiert wird, bleibt die Abkühlung unter der Nebeldecke mit etwa 1^o/Tag gering. Man muss daher annehmen, dass die in der freien Atmosphäre absteigende Luft nicht vollständig oberhalb der Inversion abfliesst, sondern dass sich die absteigende Bewegung teilweise noch in die bodennahe Kaltluft hinein fortsetzt. Nach einer Ueberschlagsrechnung entspricht diesem Massengewinn ein Luftabfluss von ungefähr 50 km^3/Stunde aus dem Mittellandbecken, ein Wert, der in guter Uebereinstimmung mit der Durchflussbestimmung in der Gegend von Möhlin steht.

Im kalten östlichen Teil der den Rhein zum Dinkelberg überquerenden Starkströmung, sammelt sich die Luft, welche längs der Aare oder über die niedrigsten Juraausläufer hinweg ins Hochrheintal gelangt ist, und die damit nur eine geringe Höhendifferenz zurücklegt; der Massendurchlass bis zur Untergrenze der Inversion, die wie ein Deckel über der Strömung liegt, ist hier relativ gross. Von der Staffelegg (St in Abb. 1) nach Westen nimmt die Kammhöhe, abgesehen von wenigen relativ schmalen Uebergängen rasch zu, der Luftdurchfluss wird damit vergleichsweise klein und mit der vergrösserten Höhendifferenz treten föhnartige Effekte auf. Die relativ hohe Temperaturdifferenz zwischen beiden Abschnitten des Hochrheintals ist durch sie allen allerdings kaum erklärbar; Einmischen von Luft aus dem Bereich der Inversion und Absinken der Inversionsuntergrenze im westlichen Hochrheintal dürften einen beträchtlichen Beitrag leisten.

Während die geschilderten Strömungsverhältnisse nördlich des Juras und mit ihnen die Temperaturdifferenz zwischen den beiden Teilen des Hochrheintales (oberhalb einer etwa 100 m dicken eigentlichen Bodenschicht) den winterlichen Sonnenscheinreichtum der Region Basel bedingen, trägt die zu diesem Strömungssystem gehörige von Süden gegen den Jura gerichtete Komponente das ihre dazu bei, dass der Jurasüdfuss die höchste Nebelhäufigkeit im schweizerischen Mittelland aufweist.

Bei antizyklonalen Ostlagen verlagert sich der Kaltluftabfluss aus dem Mittellandbecken wesentlich zu der höher gelegenen Oeffnung zwischen Jorat und Jura in Südwesten. Die sonnenscheinmässige Bevorzugung Basels ist dann deutlich reduziert (Tab. 1).

Das hier postulierte Absinken von Luft in den Kaltluftsee hinein ist ein Teil eines grossräumigen (synoptischen) Zirkulationssystems. Ihm müssen im Bodendruckfeld den Abfluss der Luft fördernde Gradienten entsprechen; nur der Abflussweg selbst mit seinen spezifischen Folgeerscheinungen wird durch die regionale Topographie bedingt. Es entspricht der übergeordneten Bedeutung der grossräumigen Zirkulation, dass sich in Basel die Zahl der sonnigen Stunden pro Hochdrucktag seit der Jahrhundertwende trotz Stadtwachstum kaum geändert hat, während die Jurasüdfussstation Neuenburg und damit das Sonnenscheinverhältnis zwischen beiden Juraseiten einen merklichen Gang aufweist, der mit der beträchtlichen Schwankung der weltweiten Klimaverhältnisse, d.h. der grossräumigen Zirkulation in diesem Zeitraum zusammenhängen könnte (Tab. 2).

Tabelle 2

Längerfristiger Verlauf der Besonnung bei winterlichen Hochdrucklagen

Jahrzehnt	N	SB	SN	V
1901-10	283	3.9	1.1	3.5
11-20	258	4.6	1.6	2.9
21-30	240	4.7	2.1	2.2
31-40	259	4.5	2.1	2.1
41-50	250	4.1	1.8	2.3
51-60	271	4.6	1.5	3.1
61-70	273	4.1	1.8	2.3
71-79	284	4.8	1.3	3.7
Mittel	265	4.4	1.7	2.6

N = Anzahl Hochdrucktage pro Jahrzehnt; SB resp. SN Sonnenscheinstunden per Tag in Basel resp. in Neuenburg; V: Verhältnis SB/SN .

DISKUS - GEBIRGSWINDEXPERIMENT IM DISCHMATAL BEI DAVOS

Abschätzung der Energiebilanz eines Gebirgstales

B. HENNEMUTH, U. KÖHLER, Meteorologisches Institut München

ZUSAMMENFASSUNG: Für einen Schönwettertag während des Gebirgswindexperimentes DISKUS wird versucht, die Energiebilanz flächenmäßig für das Dischmatal anzugeben.Dazu werden die Ergebnisse von drei Energiebilanzstationen im Tal benutzt. Mit Hilfe eines Digitalen Geländemodells und Vegetationskarten sowie Literaturwerten werden einfache Abschätzungen durchgeführt.

ABSTRACT: It is attempted to determine the energy balance for the whole area of the Dischma-Valley for a fine weather day during the Mountain-Wind Experiment DISKUS. The results of three energy - balance stations in the valley are used. By means of a Digital - Terrain Model , maps of the vegetation and results from the literature simple estimations are done.

1.EINLEITUNG

Die Globalstrahlung trifft im Gebirge auf verschieden hochgelegene und verschieden exponierte Oberflächen. Unterschiedlicher Untergrund - insbesondere Vegetation - führt zusätzlich zu einem von Ort zu Ort stark variierenden Energieumsatz. Da neben der Strahlungsabsorption auch die Konvergenz des Stroms fühlbarer Wärme tagsüber zur Erwärmung der Gebirgsgrenzschicht beiträgt, ist dieser Term bei der Behandlung des Schönwetterwindfeldes in einem Gebirge sehr wichtig. Die dadurch ausgelösten Windsysteme tragen allerdings erheblich zur Verfrachtung der Wärme bei.

Für das Dischmatal bei Davos, in dem vom 6.-15.8. 1980 das Gebirgswindexperiment DISKUS durchgeführt wurde (s. FREYTAG u. HENNEMUTH (1982)), soll versucht werden, die Terme der Energiebilanz, insbesondere den Strom fühlbarer Wärme, flächenmäßig zu berechnen. Die Stützstellen sind drei Energiebilanzstationen, zwei Stationen am Talboden in 1700 m ü. NN (TEUFI (Betreiber: Meteorologisches Institut München)) und in 2000 m ü. NN (DÜRRBODEN (Betreiber: Meteorologisches Institut Bonn)) und eine Hangstation in 2000 m ü. NN (STILLBERG (Betreiber: Eidgenössische Anstalt für das Forstliche Versuchswesen), s.a. TURNER et al. (1975)) . Die beiden Talstationen repräsentieren den feuchten Wiesengrund, die Hangstation Zwergstrauchheide. Die Berechnungen werden für den 6.8.1980 durchgeführt, das war - nach Nebelauflösung um 9 Uhr MEZ - ein wolkenloser Tag.

2.ENERGIEBILANZSTATIONEN

Für die Energiebilanzstationen STILLBERG und TEUFI wurde die Energiebilanz Q+B+L+V=0 nach folgendem Verfahren berechnet:

Aus den gemessenen Boden- und Oberflächentemperaturen (nicht bei STILLBERG) und den aus Proben gewonnenen Bodenkonstanten wurde der Bodenwärmestrom B über die Tautochronenmethode für die Schicht von 0-20 cm und die Wärmeleitungsmethode in der Tiefe 20 cm bestimmt (s. BERZ (1969)).

Die Ströme fühlbarer und latenter Wärme wurden mit Hilfe des Sverdrup-Verfahrens berechnet: Dazu sind das Energieangebot -(Q+B) und das Bowen-Verhältnis L/V nötig. Eine Fehlerbetrachtung ermöglichte das Eliminieren der falschen Werte, die im Sverdrup-Verfahren bei nahezu adiabatischen Verhältnissen auftreten (siehe dazu KÖHLER(1982)).

Die Terme der Energiebilanz der Station DÜRRBODEN wurden vom Meteorologischen Institut der Universität Bonn übernommen (KERSCHGENS et al.(1982)).

Ein Vergleich der Energiebilanzen der drei Stationen zeigt deutlich die Unterschiede der Standorte(Abb.1):

- Größerer Strahlungsgewinn im höher als TEUFI gelegenen DÜRRBODEN.

- Große latente Wärmeströme bei den Talstationen TEUFI und DÜRRBODEN, die beide auf feuchten Wiesen lagen.
- Frühes Maximum der Strahlungsbilanz Q an der nach Nordosten exponierten Hangstation STILLBERG.

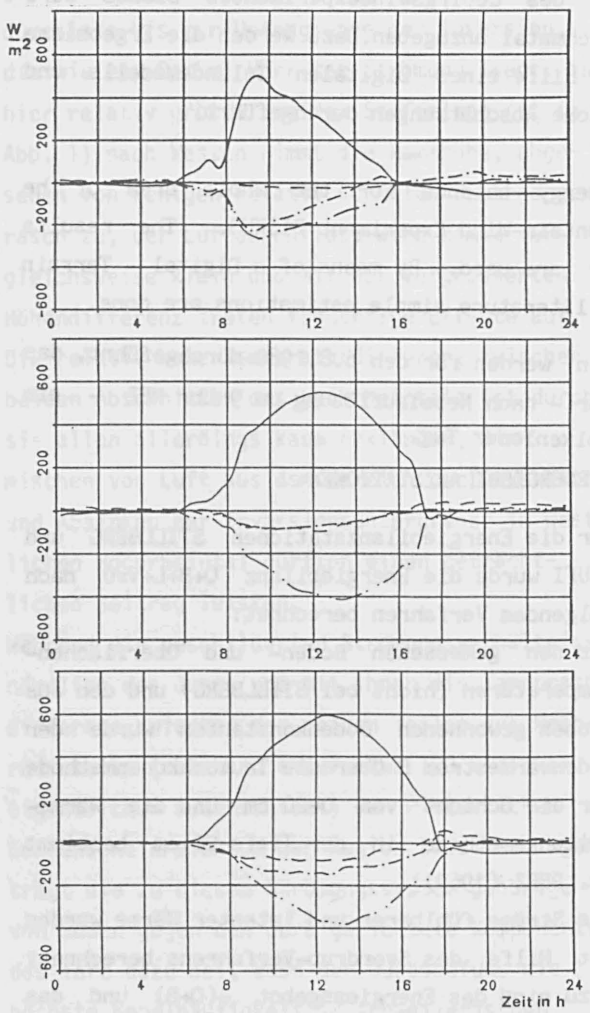


Abbildung 1:
Tagesgänge von Q(-),B(- -),L(-·-) und V(-···-) am 6.8.80 an den Energiebilanzstationen STILLBERG (oben) , TEUFI (Mitte) und DÜRRBODEN (unten).

3.DAS DIGITALE GELÄNDEMODELL(DGM)

Ein DGM ist ein Hilfsmittel, um die Messungen an den drei Energiebilanzstationen auf das gesamte Tal zu übertragen (vgl. ESCHER - VETTER (1980)).

Für dieses DGM wurde über das Dischmatal ein Gitternetz mit 83×112 Punkten gelegt, wobei die Abstände Δx und Δy jeweils 125m betragen. Als Eingabewerte wurden die Höhen für alle Gitternetzpunkte des Tales aus einer Landkarte herausgelesen.

Zur Bestimmung von Besonnungskarten wird aus dem DGM für jeden Gitterpunkt Hangneigung und -richtung berechnet. Mit der zusätzlichen Angabe der Sonnenelevation und des -azimuts wird der Winkel zwischen Hangnormale und Sonne bestimmt; weiterhin wird abgefragt, ob der jeweilige Punkt abgeschattet ist.

Als Beispiel dafür dient Abb.2 mit den Höhenlinien des Tales und der Abschattung für 18.15 Uhr MEZ nach diesem DGM. Die Übereinstimmung des Schattenwurfes mit der Topographie ist deutlich zu erkennen.

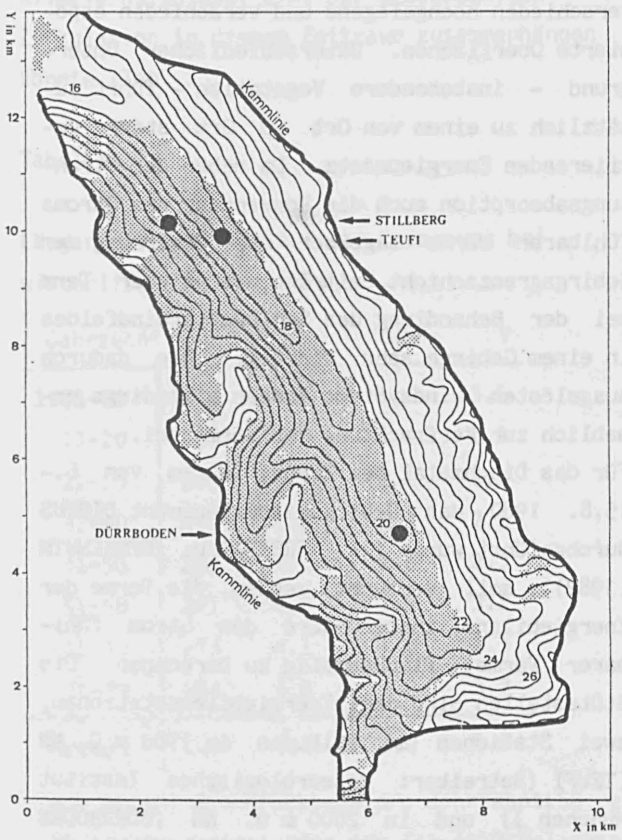


Abbildung 2:
Höhenliniendarstellung des Dischmatales nach dem Digitalen Geländemodell (in 100 m beschriftet) mit abgeschatteter Fläche für den 6.8.80 18.15 Uhr MEZ. Die Punkte geben die Lage der drei Energiebilanzstationen an.

4.METHODEN ZUR FLÄCHENHAFTEN BERECHNUNG DER ENERGIEBILANZ

Mit den Meßwerten (Strahlungs- und Energiebilanzen an den drei Stationen), den mit Hilfe des DGM berechneten Größen (Hangneigung, Hangrichtung, Winkel zur Sonne, Abschattung) und einer Beschreibung des Untergrundes über 7 Vegetationsklassen, wobei die Bodenbeschaffenheit für jeden der etwa 3000 Gitterpunkte aus Vegetationskarten für das Dischmatal übernommen wurde,kann nun eine zeitliche und räumliche Verteilung der Energiebilanz für das Tal errechnet werden:

Berechnung von Q:

Aus den drei Messungen der Globalstrahlung sowie aus Literaturwerten (SAUBERER u. DIRMHIRN (1958)) wird eine Höhenabhängigkeit der Trübung bestimmt.Damit und mit dem Winkel zur Sonne kann die Globalstrahlung an jedem Punkt berechnet werden. Für jede Vegetationsart wird ein Albedowert angenommen, der die kurzwellige Reflexstrahlung liefert. Aus Klimawerten (SAUBERER u. DIRMHIRN (1958)) erhält man die atmosphärische Gegenstrahlung.

Die langwellige Ausstrahlung des Bodens wird aus der Bodenbeschaffenheit und repräsentativ gemessenen Oberflächentemperaturen (s. NODOP u. QUENZEL (1982)) abgeschätzt.

Berechnung von B, L und V:

Aus Literaturwerten für verschiedene Oberflächen - gestützt durch die 3 Stationen - werden die charakteristischen Verhältnisse Q/B, L/V, G/L u.a. bestimmt. Daraus werden Karten für die Terme der Energiebilanz konstruiert.

Diese Karten lagen zum Abgabetermin noch nicht vor, sie werden auf dem Poster präsentiert und diskutiert.

5.LITERATUR

BERZ, G.:
Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport.
Wiss. Mitt. d. Met. Inst. München, Nr.16, 1969.

ESCHER-VETTER, H.:
Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers.
Wiss. Mitt. d. Met. Inst. München, Nr.39, 1980.

FREYTAG, C.; HENNEMUTH, B.:
DISKUS - Gebirgswindexperiment im Dischmatal. Das Schönwetterwindfeld in einem kleinem Alpental.
Ann. Met. (N.F.), Nr. (vorliegendes Heft), 1982.

KERSCHGENS, M.J.; KRAUS, H.; SCHALLER, E.:
Untersuchung von orographischen Winden in einem Alpental in Verbindung mit den Energieflußdichten an der Erdoberfläche - Teil 2: Bodenmessungen in FREYTAG, C; HENNEMUTH, B.:
DISKUS - Gebirgswindexperiment im Dischmatal - Datensammlung Teil 2: Bodennahe Messungen und Flugzeugmessungen.
Wiss. Mitt. d. Met. Inst. München, Nr.46, 1982.

KÖHLER, U.:
Gebirgswindexperiment DISKUS, Methode zur Bestimmung der Energiebilanz des Dischmatales.
Diplomarbeit , München Ende 1982.

NODOP, K; QUENZEL, H.:
Bodenoberflächentemperatur eines Gebirgstales aus Radiometermessungen.
Ann. Met. (N.F.), Nr. (vorliegendes Heft), 1982.

SAUBERER, F.; DIRMHIRN, I.:
Klimatographie von Österreich.
Österreichische Akademie der Wissenschaften; Denkschriften d. Gesamtakademie, Bd.3, 1958.

TURNER, H.; ROCHAT, P.; STREULE, A.:
Thermische Charakteristik von Hauptstandortstypen im Bereich der oberen Waldgrenze (Stillberg, Dischmatal bei Davos).
Mitt. Eidgen. Anst. f. d. Forstl. Vers.-wesen, Bd.51, 1975, 95-119.

BODENOBERFLÄCHENTEMPERATUR EINES GEBIRGSTALS AUS RADIOMETERMESSUNGEN

K.Nodop,H.Quenzel
Meteorologisches Institut, Universität München

ZUSAMMENFASSUNG
Aus der Bodenoberflächentemperatur mehrerer ausgewählter Hangflächen wird auf die Temperatur des gesamten Tales geschlossen. Es werden die Voraussetzungen für die Anwendbarkeit dieser Übertragungsmethode diskutiert.

ABSTRACT
The surface temperature of several selected areas on the slopes is used to determine the temperature of the whole valley. The conditions are discussed, for which this transfer is valid.

EINLEITUNG

Im Rahmen von "DISKUS", einem Gebirgswindexperiment, das im August 1980 im Dischmatal bei Davos stattgefunden hat, wurde die Bodenoberflächentemperatur für das gesamte Tal bestimmt. Die Oberflächentemperatur ist eine wichtige Eingangsgröße für Modelle, mit denen Energieumsätze am Boden und Windsysteme berechnet werden.

Eine Messung der Temperatur einer natürlichen Bodenoberfläche ist mit Temperaturfühlern nicht möglich. Mit Radiometermessungen kann man zwar Flächenmitteltemperaturen bestimmen (Lorenz,1973), aber nicht flächendeckend für ein ganzes Gebirgstal, und auch nicht von a l l e n Hangflächen in zeitlich dichtem Abstand. Deshalb wird hier eine Methode vorgestellt, die es erlaubt, die Oberflächentemperatur von ausgewählten "typischen" Hangflächen auf andere nicht angemessene Hangflächen zu übertragen.

ZUM BEGRIFF STRAHLUNGSTEMPERATUR

Radiometer werden im allgemeinen mit der Vergleichsstrahlung geeicht, die ein schwarzer Körper mit bekannter Temperatur emittiert. Daher entspricht die gemessene Temperatur einer Fläche nur dann der "wahren" Temperatur, wenn diese Fläche ein Emissionsvermögen von 1 hat. Da alle natürlichen Oberflächen ein geringeres Emissionsvermögen aufweisen, und dadurch auch ein Reflexionsvermögen besitzen, muß die Strahlungstemperatur korrigiert werden. Abb. 3 zeigt die Zusammensetzung der am Radiometer ankommenden Strahlung. Die vom Boden ausgehende Strahlung setzt sich zusammen aus der vom Boden emittierten Strahlung 1 und der vom Boden reflektierten Gegenstrahlung 2 . Diese Strahlung wird längs des Meßweges, teils geschwächt 3 durch Absorption und Streuung in der Luftschicht, teils verstärkt 4 durch deren Emission.

In dieser Arbeit wird mit einem Emissionsvermögen für Wald und Wiese von 0.97 gerechnet. Die notwendigen Korrekturen wurden mit Kenntnis der optisch wirksamen Parameter und Verwendung aktueller Atmosphärendaten berechnet.

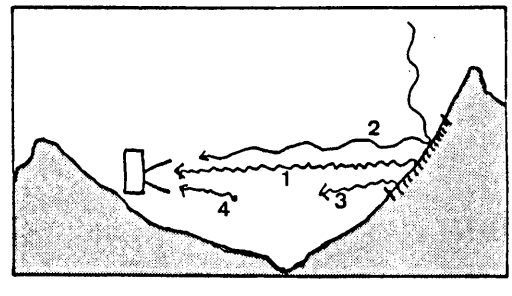


Abb. 3

ZUM BEGRIFF "OBERFLÄCHE"

Bei der Bestimmung der Oberflächentemperatur von natürlichen Böden muß der Begriff "Oberfläche" näher definiert werden. Zum Beispiel bei einem lichten Wald "sieht" ein senkrecht von oben messendes Radiometer den Waldboden mit, während bei einer Schrägmessung nur der Kronenraum erfaßt wird (Abb.1). Die gemessene Oberflächentemperatur ergibt sich aus den verschiedenen Anteilen, den die Pflanzenteile und der Boden an der Meßfläche haben. Dieser Mittelwert wird je nach Meßrichtung und Bestandshöhe ein anderer sein. Nun ist nicht nur der Elevationswinkel zwischen Meßgerät und Meßobjekt wichtig, sondern auch der Elevationswinkel der Sonne und der Azimutwinkel zwischen Sonne und Meßrichtung, weil dieser den Anteil der besonnten und beschatteten Flächen bestimmt. Mißt man m i t der Sonne (Abb.1), so ist der Anteil der besonnten Flächenanteile groß (höhere Temperatur), mißt man e n t g e g e n der Sonne (Abb.2), so überwiegen die beschatteten Anteile (niedrigere Temperatur). Dieser Effekt nimmt mit der Bestandshöhe zu, und kann für Wiese noch vernachlässigt werden. Da im wesentlichen der Wärmeaustausch zwischen Wald und Luft im Kronenraum stattfindet, wird in dieser Arbeit die Oberflächentemperatur aus Schrägmessungen bestimmt.

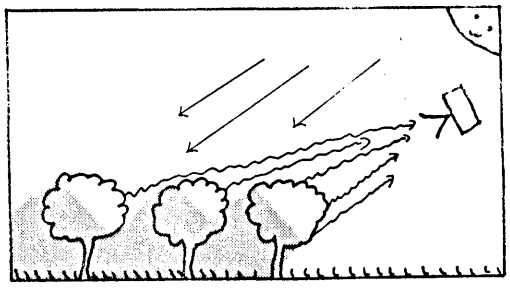


Abb. 1

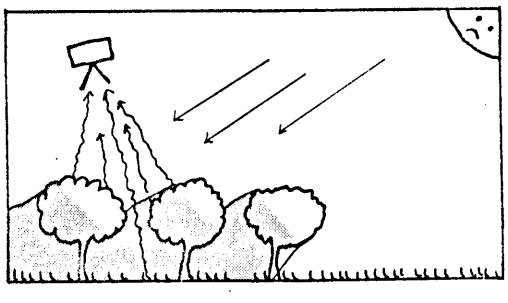


Abb. 2

MESSUNGEN

Es liegen Werte der Oberflächentemperatur mehrerer typischer Oberflächen vor, die an einem Hang u.a. nach Höhe, Exposition und Bewuchs ausgesucht wurden. Gemessen wurde halbstündlich während 2 Tagen von einem festen Punkt am Gegenhang. Mit einem langsamfliegenden Flugzeug * wurde senkrecht von oben die Temperatur entlang mehrerer Flugrouten in Tallängsrichtung bestimmt. Weiterhin liegt eine Dauerregistrierung über 10 Tage bei einer Energiebilanzstation vor.

Gemessen wurde mit Strahlungsthermometern (Barnes, PRT 4 und 5) im Wellenlängenbereich von 8 bis 14 µm bzw. von 9.5 bis 11.5 µm. Der Öffnungswinkel beträgt 3°x3°, das entspricht einer Meßfeldgröße von ca. 15m x 15m bei einem Abstand von 300m.

Die Daten sind veröffentlicht bei Nodop und Quenzel (1982).

---

* Der DFVLR,Oberpfaffenhofen sei herzlich gedankt für die Durchführung der Flüge mit einer CESSNA 207.

METHODE

In einem Geländemodell werden jeder Fläche im Tal folgende Kenngrößen zugeordnet: Höhe des Flächenschwerpunktes ü. NN, Azimut- und Elevationswinkel, Bewuchs (Wald, Wiese, Fels).

Die Energiebilanz einer Fläche wird wesentlich durch die angegebenen Kenngrößen mitbestimmt. Daher haben zwei Flächen an verschiedenen Orten, aber mit gleichen Kenngrößen und ähnlichen atmosphärischen Bedingungen gleiche Energieumsätze. Tagsüber ist diese Annahme insbesondere erfüllt wegen der Dominanz des Strahlungsterms. Auch nachts sind die Terme der Energiebilanz zweier Wiesenflächen gleich, da die Bewuchseigenschaften, die die Oberflächentemperatur stark beeinflussen, sich nicht wesentlich unterscheiden. Kennt man nun zu einer bestimmten Zeit die Temperatur einer Fläche und deren Kenngrößen, so hat eine beliebige andere Fläche im Tal, aber mit gleichen Kenngrößen, die gleiche Temperatur. Dies gilt insbesondere dann,

wenn diese Übertragung nur in einem kleinen Gebiet ausgeführt wird.

Welcher Zusammenhang zwischen der Oberflächentemperatur einer Fläche und deren Höhe, Exposition und Bewuchs besteht, wird anhand der gewonnenen Daten untersucht.

ERGEBNISSE

Die verwendete Methode beschränkt sich bewußt auf wenige Kenngrößen (Höhe, Exposition und Bewuchs), da nur diese leicht aus Karten zugänglich sind. Die Methode wird durch das vorhandene Datenmaterial verifiziert und hier an einigen Beispielen diskutiert.

Die Exposition einer Fläche bestimmt wesentlich deren Strahlungsgenuß. Je kleiner der Winkel zwischen Flächennormalen und Einfallsrichtung der Sonne ist, desto mehr Strahlung steht der Fläche zur Verfügung. Deswegen haben südexponierte Hänge eine durchschnittlich höhere Oberflächentemperatur als nordexponierte. Die zeitliche Verschiebung der Tagesmaxima bei West- und Osthängen bestätigt dies. Aber auch gleiches Energieangebot muß nicht zu gleichen Temperaturen führen, da je nach Bodenbeschaffenheit unterschiedlich viel absorbiert wird. Wieviel von der eingestrahlten Energie in der oberflächennächsten Schicht verbleibt (deren Temperatur man radiometrisch mißt), wird hauptsächlich durch Feuchte und Wärmeleitungsvermögen von Boden und Bewuchs bestimmt. Schon daraus ist ersichtlich, daß z.B. Wald und Fels, bei sonst gleichen Bedingungen, verschiedene Temperaturen haben. Auch der Tagesgang der Oberflächentemperatur zeigt für jede Bewuchsart eine charakteristische Amplitude.

Ein enger Zusammenhang zwischen der Flächenmitteltemperatur und der Höhe kann nicht festgestellt werden. Sowohl nächtliche Minima als auch die Tagesmittelwerte zeigen keine Abhängigkeit von der Höhe.

Die Genauigkeit mit der man Temperaturen übertragen kann, ergibt sich aus der Güte der gefundenen Zusammenhänge.

Die graphische Darstellung der Ergebnisse erfolgt auf dem Poster.

Die bisherigen Untersuchungen zeigen, daß die Übertragungsmethode zur Bestimmung der Oberflächentemperatur des Tales mit guter Genauigkeit möglich sein sollte.

Lorenz,D.: Die radiometrische Messung der Boden- und Wasseroberflächentemperatur und ihre Anwendung insbesondere auf dem Gebiet der Meteorologie, Ztschr.f.Geophys. Bd.39 (1973), S.627-701.

Nodop,K.,Quenzel,H.: Bodenoberflächentemperatur bestimmt aus Radiometermessungen im Dischmatal, in: Wiss.Mitt.Meteor.Inst.Univ. München Nr.46 (1982). Hrsg.: C.Freytag,B.Hennemuth

DIE DRUCKVERTEILUNG IM DISCHMATAL

Joseph Egger

Meteorologisches Institut der Universität München

1 PROBLEM

Während der Intensivmeßphasen des Experiments DISKUS wurden durch Befliegungen dreidimensionale Temperaturfelder für das Dischmatal bei Davos in der Schweiz gewonnen. Ferner liegt einige Information über das Windfeld in diesem Zeitraum vor. Dagegen sind Messungen der Druckverteilung im Tal nicht vorgenommen worden. Typische Druckunterschiede längs des Tals haben eine Größenordnung von 0.1 mb. Die Genauigkeit der verfügbaren Barographen hätte nicht ausgereicht, um solche Druckdifferenzen verläßlich zu erfassen. Will man jedoch den Zusammenhang zwischen der beobachteten Struktur des Temperaturfeldes und der des Windfeldes verstehen, so ist eine Kenntnis der Druckverteilung vonnöten. Diese kann man sich mit Hilfe einer diagnostischen Gleichung, der sogenannten Balancegleichung, beschaffen, sofern man Wind und Temperatur kennt.

2 DIE BALANCEGLEICHUNG

Die Balancegleichung läßt sich im Rahmen der Boussinesqgleichungen für flache Konvektion ableiten. Ihr liegt die Bedingung der Divergenzfreiheit zugrunde und sie lautet

$$\frac{1}{\rho_0}\nabla_2^2 p + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial z}\right) = -\nabla\cdot(\underset{\sim}{v}\cdot\nabla\underset{\sim}{v}) + g\frac{\partial}{\partial z}\frac{T}{T_0} \qquad (1)$$

Dabei sind der Druck p, die Temperatur T und die Geschwindigkeit v als Abweichungen von einem ruhenden Referenzzustand mit Dichte $\rho_0(z)$, Temperatur To (z) und Druck p_0 definiert. Bestimmt man die Terme auf der rechten Seite von (1) gemäß Beobachtungen, so kann man (1) als Gleichung für den Druck betrachten. Die Lösung der Gleichung wird zumeist mit Hilfe numerischer Methoden zu erfolgen haben. So auch im vorliegenden Fall, wo (1) in einem Rechengitter diskretisiert und durch Relaxation gelöst wird.

3 DRUCK IM DISCHMATAL

Die vorliegenden Temperaturmessungen von REINHARDT und WILLEKE (1982) reichen aus, um den Term $\sim\frac{\partial}{\partial z}\frac{T}{T_0}$ in (1) wenigstens näherungsweise festzulegen. Dagegen läßt sich der äußerst komplizierte zweite Term auf der rechten Seite von (1) aus den vorliegenden Winddaten nicht bestimmen. Man kann jedoch abschätzen, daß dieser Term von geringer Bedeutung ist (EGGER, 1982). Er wird deshalb vernachlässigt.

Die Fig. 1 zeigt die errechnete Druckverteilung am Nachmittag des 6. August in einer Höhe von ca. 2000 m über NN. Um diese numerische Lösung von (1) zu erhalten, wurde die Topographie des Dischmatals stark vereinfacht. In Fig. 1 sieht man die Höhenlinie z = 2000m als Polygon das Rechengebiet

umgrenzen. Der Druck ist am nördlichen Talausgang positiv, am Talende dagegen negativ. Der Druckunterschied längs des Tals beträgt ca. 0.15 mb. Nimmt man an, daß der Druckgradient in etwa der turbulenten Diffusion des Impulses das Gleichgewicht hält, so kann man aus der Beziehung

$$\nabla_{\sim 2} p = \rho_0 K \nabla^2 v_{\sim 2} \qquad (2)$$

näherungsweise den horizontalen Wind $v_{\sim 2}$ bestimmen. Die resultierenden Windpfeile sind in Fig. 1 zu sehen. Man erhält einen kräftigen Talwind. Nun hat in der Beobachtungszeit in der Tat ein Talwindregime bestanden, wie aus den Trajektorien von Pilotballonen zu ersehen ist, die am Nachmittag vermessen wurden. Somit ergibt sich hier eine Möglichkeit, die Qualität der errechneten Druckfelder zu prüfen.

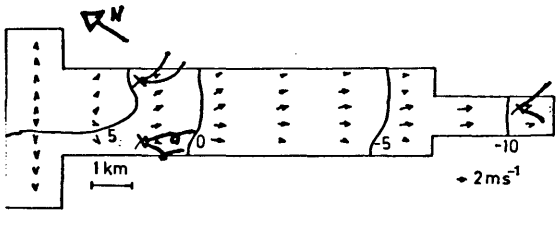


Fig. 1: Druck (10^{-2}mb) in 2000 m Höhe im Dischmatal am Nachmittag des 6. August (ca. 14.00 MEZ). Die Kreuze markieren die Aufstiegstellen für Pilotballone, deren Trajektorien eingezeichnet sind. Errechnete Horizontalwinde nach (2).

Die Übereinstimmung zwischen errechnetem und beobachtetem Wind ist durchaus nicht immer so gut. Fig. 2 zeigt die Druckverteilung um ca. 19.00 MEZ. Wir haben jetzt positiven Druck am Ende des Tals und negativen Druck am Taleingang. Entsprechend würde man erwarten, daß der Bergwind bereits eingesetzt hat, wie ihn ja die berechneten Winde auch wiedergeben. Man beobachtet jedoch eine langsame Umstellung des Windes von Talwind auf Bergwind. Dementsprechend hat man kein Gleichgewicht der Form (2). Ballone, die nach 20.00 MEZ gestartet werden, fliegen talabwärts, die vorher gestarteten bewegen sich talauf. Das Druckfeld ist an der Umstellung auf das Bergwindregime beteiligt.

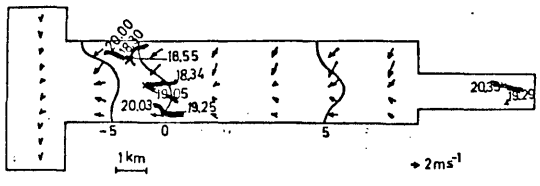


Fig. 2: Druck (10^{-2}mb) in 2000 m Höhe im Dischmatal am Abend des 6. August (ca. 19.00 MEZ). Die Uhrzeiten bei den Trajektorien geben die Startzeiten der Ballone an. Errechnete Horizontalwinde nach (2).

4 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Resultate legen nahe, daß die Druckverteilung im Dischmatal wenigstens qualitativ mit Hilfe der Balancegleichung ermittelt werden kann. Weitergehende Untersuchungen (EGGER, 1982) haben allerdings gezeigt, daß dies nur für ungestörte Verhältnisse gilt.

LITERATUR

EGGER, J.: Pressure distributions in the Dischma valley during DISKUS. Unveröff. Manuskript, 1982.

REINHARDT, M. und H. WILLEKE: Temperatur- und Feuchtestrukturen in drei Flughöhen im Dischmatal während des Experiments DISKUS, August 1980. In C. Freytag und B. Hennemuth, Hrsgb.: DISKUS-Datensammlung. Teil II: Bodentemperaturmessungen und Flugzeugmessungen. Wiss. Mitt. Met. Inst.Univ.München, 1982.

TEMPERATUR- UND FEUCHTESTRUKTUR DER FREIEN ATMOSPHÄRE UND IHR TAGESGANG ÜBER EINEM EINSEITIG GESCHLOSSENEN HOCHGEBIRGSTAL AUS MOTORSEGLERMESSUNGEN WÄHREND DISKUS

M.E. Reinhardt und H. Willeke
Institut für Physik der Atmosphäre, DFVLR, 8031 Oberpfaffenhofen

1 EINLEITUNG

Das Experiment DISKUS (DISchmatal-Klima-Untersuchungen) wurde im August 1980 auf Initiative des Meteorologischen Instituts München in Fortsetzung der Arbeiten zum mesoskaligen Klima durchgeführt. Es diente zur Untersuchung der dynamischen und energetischen Struktur der Atmosphäre in einem Gebirgstal in der Nähe Davos (FREYTAG und HENNEMUTH, 1981). Dieses Tal wurde u.a. wegen seiner relativ einfachen Form sowie einer großen Zahl von dortigen, früheren Untersuchungen als Experimentiergebiet ausgewählt.

2 MESSUNGEN

Hinsichtlich der Ausrüstung der Motorseglerflotte wird auf frühere Veröffentlichungen hingewiesen (FREYTAG und HENNEMUTH, 1982). Die wesentliche Aufgabe der Motorsegler war die Erfassung der horizontalen Struktur des Temperatur- und Feuchtefeldes der freien Atmosphäre über dem Tal in Ergänzung der verschiedenen anderen Meßsysteme, die bodengebunden eingesetzt waren (Klimastationen, Energiebilanzstationen, Pilotballone, Fesselsonden, Radiosonden, Temperatursonde an einer Drahtseilbahn, Sodar). Es wurden Flugrouten in drei verschiedenen Höhen (2 150 m, 2 650 m und 3 050 m NN) vereinbart (Bild 1).

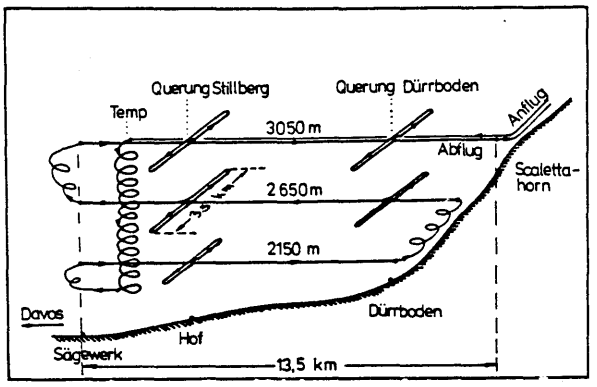


Bild 1 Flugmuster und Höhenstufen der Motorsegler

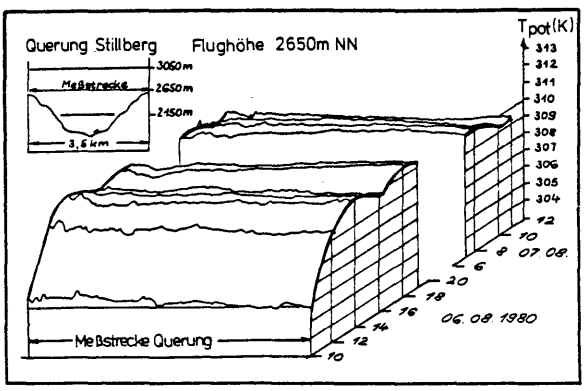


Bild 2 Tagesgang der potentiellen Temperatur

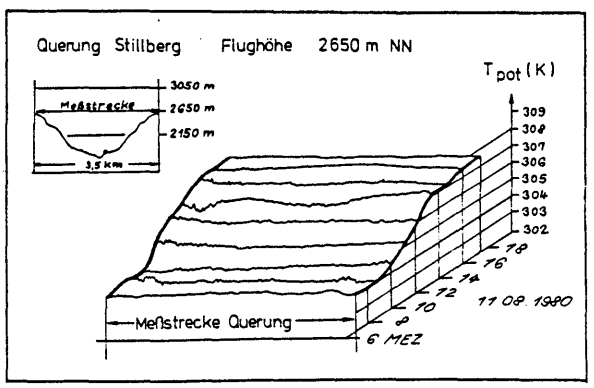


Bild 3 Tagesgang der potentiellen Temperatur

3 AUSWAHL VON MESSERGEBNISSEN

Während des Experiments waren vom 6.8. 04.30 MEZ bis 7.8. 10.30 MEZ und vom 11.8. 04.30 MEZ bis 12.8. 10.30 MEZ Intensivmeßphasen angesetzt. Die Bilder 2 bis 5 zeigen als Beispiel die Tagesgänge der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte im Flugniveau 2 650 m NN auf der Meßstrecke quer zum Dischmatal beim Stillberg.

Links oben im Bild ist jeweils das Relief des Talquerschnitts bei Stillberg und darüber die Lage der Flughöhe eingezeichnet. Die Überhöhung ist 1,5fach.

Im Vergleich der Tagesgänge der potentiellen Temperatur ergibt sich an den Tagen 6./7. und 11.8. ein sehr unterschiedliches Verhalten (Bild 2 und 3). Beide Tage sind als Strahlungstage mit Konvektionsbewölkung zu klassifizieren, jedoch zeigt der 6./7.8. im ersten Teil ein doppeltes Tagesmaximum, im zweiten Teil am Morgen des 7.8. kein Absinken auf das morgendliche Minimum, sondern einen Verbleib auf dem hohen Niveau des Vortages. Die starken Variationen der spezifischen Feuchte während des 6.8. deuten auf Advektion wärmerer, feuchterer Luft als Ursache hin (Bild 4). Die potentielle Temperatur am 11.8. entspricht eher dem normalen Tagesgang eines Strahlungstages, hier bleibt die spezifische Feuchte im Tagesgang relativ konstant (Bild 5).

Die Aufheizung der freien Atmosphäre in den verschiedenen Höhenstufen am 11.8. ist nicht sehr differenziert (Bild 6). Ein Vergleich von Bodenmessungen an verschiedenen Meßstationen am 11.8.80 mit langjährigen Mittelwerten (URFER, 1981) zeigt eine Verschie-

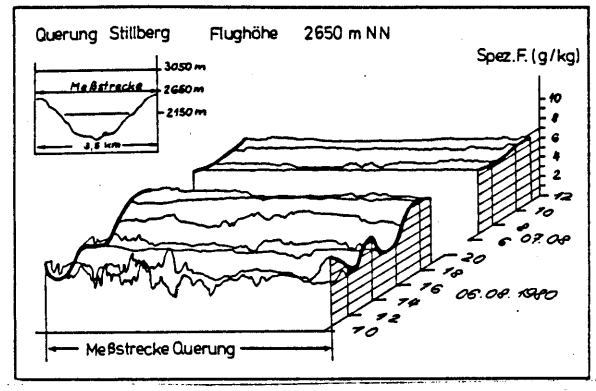


Bild 4 Tagesgang der spez. Feuchte

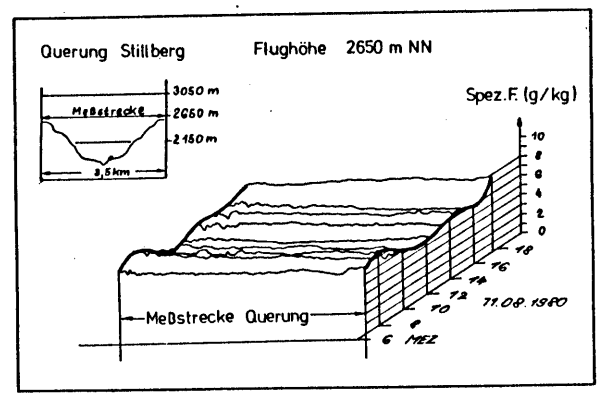


Bild 5 Tagesgang der spez. Feuchte

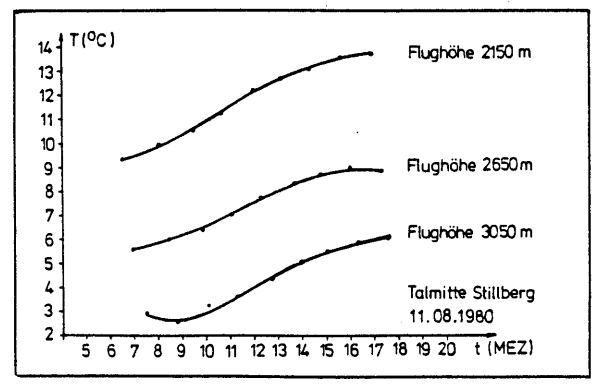


Bild 6 Aufheizung Temperatur (^{o}C)

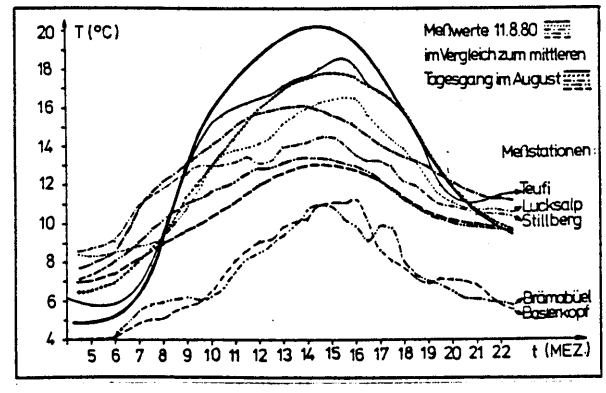


Bild 7 Tagesgang der Temperatur

bung des Maximums zum Nachmittag hin (Bild 7). Während die Gratstationen Baslerkopf 2 536 m NN und Brämabüel 2 560 m NN im ganzen Tagesgang um fast 3 Grad unter dem Mittel (dicker ausgezogen) bleiben, aber etwa die gleiche Aufheizung wie dieses haben, kommen die Stationen Teufi 1 900 m NN in Talmitte, Lucksalp 2 104 m NN und Stillberg 2 130 m NN an den Hängen in den Anfangs- und Endwerten dem Mittel sehr nahe, zeigen jedoch ein schwächeres Maximum. Der Meßtag 11.8.80 der Intensivperiode II in DISKUS muß daher insgesamt zu den schwächeren Konvektionstagen gerechnet werden.

Hinweis:
Die hier gezeigten Meßergebnisse können natürlich nur eine Auswahl aus den zahlreichen Höhenschnitten, den möglichen Darstellungsarten und den dazugehörigen Diskussionsbemerkungen darstellen. Eine komplette Ergebnisdarstellung wird an anderer Stelle veröffentlicht (DFVLR-Forschungsbericht).

LITERATUR

FREYTAG, C.; HENNEMUTH, B.: Diskus - Gebirgswindexperiment im Dischmatal - Datensammlung. Teil 1: Sondierungen. Wiss. Mitt. Met. Inst. München Nr. 43 (1981).

FREYTAG, C.; HENNEMUTH, B.: Diskus - Gebirgswindexperiment im Dischmatal - Datensammlung. Teil 2: Bodennahe Messungen und Flugzeugmessungen. Wiss. Mitt. Met. Inst. München Nr. 46 (1982).

REINHARDT, M.E.; WILLEKE, H.: Zur horizontalen Temperatur- und Feuchteverteilung eines Inntalquerschnittes östlich von Innsbruck bei Berg- und Talwindzirkulation nach Simultanmessungen mit 3 Motorseglern. Veröffentl. der Schweiz. MZA Nr. 40 (1978), S. 204 - 207.

URFER, Ch.: Mittlere Temperatur- und Windverteilung im Dischmatal bei Davos bei typischen sommerlichen Witterungslagen. Veröffentl. der Schweiz. MZA Nr. 43 (1981).

AEROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DES TAGESPERIODISCHEN WINDSYSTEMS IM LOISACHTAL

H. Müller, R. Reiter, R. Sladkovic, K. Munzert

Fraunhofer-Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen

1 EINLEITUNG

Seit etwa zwei Jahren wird das tagesperiodische Schönwetterwindsystem im Loisachtal mit Hilfe von Pilotballonsondierungen im Hinblick auf ein unterschiedliches Strömungsverhalten im Talquerschnitt untersucht; neben der Erfassung von Asymmetrien im Windfeld sollen dabei auch Aufschlüsse über die oberen Ausgleichsströmungen (Antiwinde) gewonnen werden. Im folgenden wird dieser Problemkreis anhand des im Herbst 1981 (4.11.) durchgeführten Experiments LOWEX III (=Loisachtal Windexperiment Nr. III), das auch als Vorbereitung für MERKUR diente, näher diskutiert.

2 GELÄNDESTRUKTUR UND DURCHFÜHRUNG DES EXPERIMENTS

Das Windfeld wurde von 06.30 bis 22.00 MEZ von 5 Meßplätzen im Talquerschnitt aus bis ca. 2500 m NN Höhe unter Verwendung zweier Basen im Doppelanschnitt erfaßt, in regelmäßigen Abständen wurden auch Sprenger-Temperatursonden geflogen. Die Geländestruktur, die Startplätze und die Anordnung der Basen sind aus Abbildung 1 zu ersehen. Annähernd liegen die Aufstiegsorte auf dem Querschnitt vom Kramer zum Kreuzeck (vgl. auch Abb. 6). Ein für das Strömungsverhalten wichtiger Geländefaktor liegt darin, daß das W-E verlaufende Garmischer Becken gegenüber dem annähernd SSW-NNE orientierten unteren Loisachtal deutlich abgeknickt ist und daher nur die auf der orographisch (o.) rechten Seite befindlichen Startplätze (K,I,F) im Kernbereich des vom unteren Loisachtal einströmenden Talwindes liegen.

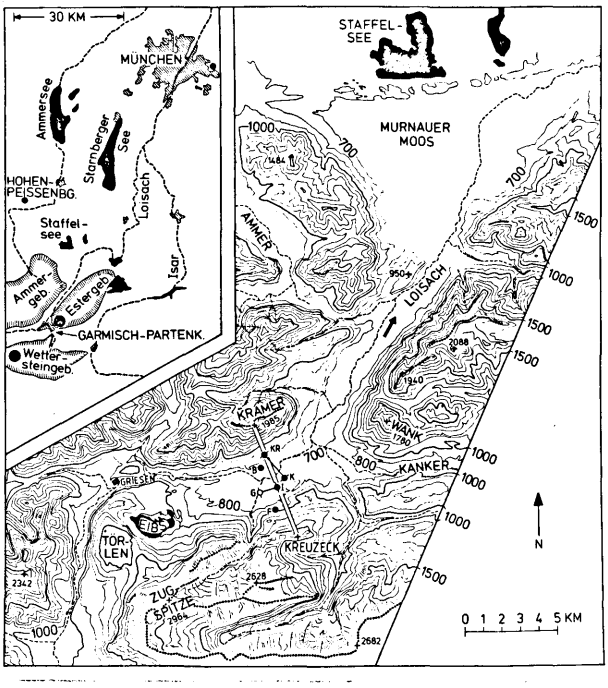


Abb. 1: Geländestruktur. Pilotballonstarts in KR (Kramerhang, 850 m NN), B (Breitenau, 805 m NN), K (Kaserne, 720 m NN), I (Institut, 740 m NN, von dort aus auch Radiosondenaufstiege), F (FIS-Schneise, 940 m NN).
Basis 1: $\overline{KR-K}$ = 1637 m; Basis 2: $\overline{I-G}$ = 895 m.

3 ALLGEMEINE ÜBERSICHT

Während des Experiments befand sich das Meßgebiet im Einflußbereich eines Alpenhochs und die Temperaturen stiegen im Tagesverlauf auf fast 20°C an. Aus den Höhenprofilen der Temperatur (Abbildung 2) geht der für einen ungestörten Schönwettertag normale Temperaturverlauf in den unteren Schichten - Ab- und Aufbau der nächtlichen Bodeninversion in den Vormittags- bzw. Abendstunden - hervor. Dank dieser idealen Bedingungen konnte sich der Talwind trotz der vorgeschrittenen Jahreszeit und eines starken Höhenwindes um West noch einmal gut entwickeln, er erreichte auf der o. rechten Seite am Nachmittag in 250 m Höhe über der Talsohle Stärken von über 6 m/s (Abb. 3). In der Abbildung bedeutet V_m das höhengeglättete Talwindmaximum nach den Pilotierungen von den Startplätzen I und K aus (jeder Meßwert stellt das Mittel aus Maximum und den beiden höhenbenachbarten Profilwerten dar). Ebenfalls eingezeichnet ist die Höhe z_m des Talwindmaximums und die Zeitspanne, während der der Talwind am Institut beobachtet wurde (13.00 bis 17.00 MEZ). Aus der zusammenfassenden Darstellung entnimmt man, daß sich der Talwind vormittags von oben her unter Verstärkung entwickelt und abends unter Abschwächung wieder in größere Höhen zurückzieht.

Tab. 1: Auf- und Untergangszeiten (MEZ) der Sonne am 4.11.1981.

	Astronomisch	Breitenau	Institut
SA	7.04	7.52	9.04
SU	16.54	16.18	15.38

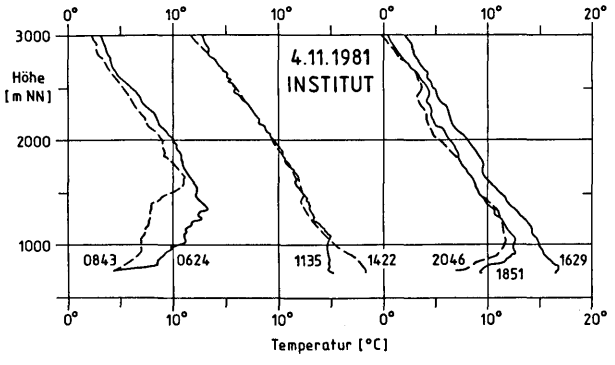


Abb. 2: Höhenprofile der Temperatur.

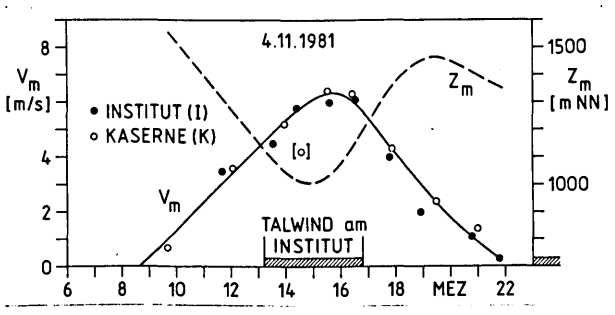


Abb. 3: Geschwindigkeit V_m (Meßpunkte) und Höhe z_m (gestrichelt) des Talwindmaximums im Tagesverlauf.

4 STRÖMUNGSVERHALTEN AN GEGENÜBERLIEGENDEN TALSEITEN

Anhand der Zeit-Höhen-Diagramme des Windfeldes für die Aufstiegsorte Institut (o. rechte Seite) und Breitenau (o. linke Seite) lassen sich Gemeinsamkeiten, aber auch charakteristische Unterschiede im Strömungsablauf verdeutlichen (Abbildungen 4 und 5).

4.1 Übergeordnete Strömungsmerkmale

i) An beiden Stationen wird der spätere Talwind etwa 1-2 Stunden nach dem astronomischen Sonnenaufgang zwischen 1500 und 1600 m NN erstmals sichtbar. Seinem Einsetzen geht eine deutliche Schwächung des Gradientwindes in diesem Höhenniveau voraus (siehe insbesondere Abb. 4).

ii) Im Laufe des Vormittags verstärkt sich der Talwind (vgl. auch Abb. 3) und sinkt dabei ab. Das Absinken erfolgt mit einer Geschwindigkeit von etwa 200 m/h und geht mit dem Abbau der nächtlichen Bodeninversion einher (Abbau des Nachtregimes).

iii) In den Mittags- und Nachmittagsstunden zeichnet sich oberhalb der Talwindströmung (NE bis E) und unterhalb der mittlerweile angehobenen westlichen Höhenströmung ein schmales, aber deutliches SW-Wind-Band ab. Wir vermuten darin Anzeichen der Gegenströmung zum Talwind (Antitalwind).

iv) Noch Stunden nach Einsetzen des Bergwindes am Talboden (Aufbau des Nachtregimes mit Ausbildung der nächtlichen Bodeninversion) hält der Talwind in der Höhe an.

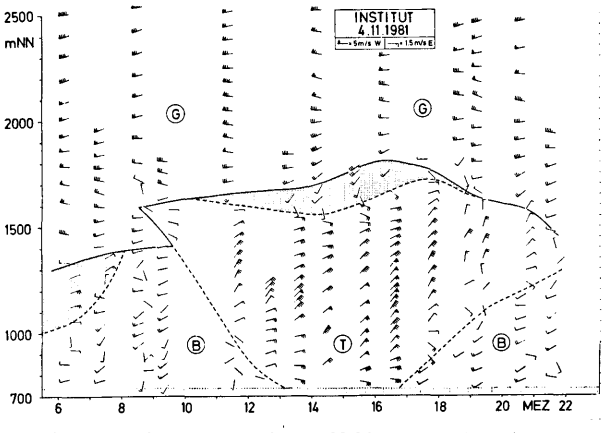


Abb. 4: Zeit-Höhen-Diagramm des Windfeldes am Institut (B= Bergwind, T= Talwind, G= Gradientwind; geschummert: Gegenströmungen zu den Berg- und Talwinden).

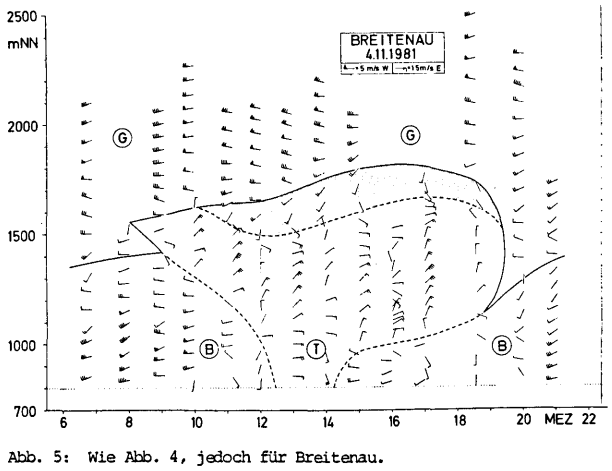


Abb. 5: Wie Abb. 4, jedoch für Breitenau.

4.2 Gegensätze

i) Der Bergwind ist in den Morgenstunden über beiden Talseiten unterschiedlich stark ausgeprägt: Am Institut ist er nur schwach, in der Frühphase bis 07.30 MEZ zeigt sich sogar oberhalb 1000 m NN eine Gegenströmung aus Ost, die von allen Aufstiegsorten auf der o. rechten Seite aus beobachtet wird (vgl. Abb. 6). Auf der o. linken Seite ist die Gegenströmung nicht vorhanden, vielmehr erreicht der Bergwind dort Geschwindigkeiten von über 6 m/s.

ii) Auf der o. rechten Seite ist der Talwind in den Nachmittagsstunden sehr viel stärker ausgeprägt, auch dauert er am Startplatz (I) länger an. Er erreicht sein Maximum zwischen 15.00 und 16.30 MEZ, d.h. zu einem Zeitpunkt, wo an der Breitenau in den unteren Schichten bereits der Bergwind eingesetzt hat.

iii) Der "Rückzug" des Talwindes in höhere Schichten während der Abendstunden dauert auf der o. rechten Seite länger an, erst um 22.00 MEZ - rund 5 Stunden nach Beginn der Bergwindphase am Boden - ist er auf eine unbedeutende Restströmung in ca. 1400 m NN zusammengeschrumpft.

4.3 Diskussion

Die unterschiedlich starke Ausprägung des Bergwindes in den Morgenstunden geht vermutlich auf einen Kanalisierungseffekt des V-förmigen oberen Loisachtals - in dessen verlängerter Achse der Aufstiegsort Breitenau liegt (Abb. 1) - zurück, auch an ein stärkeres Ausströmen aus dem Höllental (Hammersbach) ist zu denken. Die nachmittags schwächere Ausbildung des Talwindes an der Breitenau und der frühzeitige Beginn des Bergwindes hängen zum einen damit zusammen, daß dieses Gebiet infolge der geänderten Talrichtung nicht mehr vom Kern des Talwindes erfaßt wird, zum anderen vermutlich aber auch damit, daß durch das - bei niedrigem Sonnenstand nahezu ganztägig abgeschattete - obere Loisachtal die Möglichkeit von frühzeitigen Kaltluftvorstößen gegeben ist; auch mögen die steilen Kramerhänge mit ihrem ab den frühen Nachmittagsstunden beträchtlichen Kaltluftpotential zum Abdrängen des Talwindes von der o. linken Seite beitragen.

5 DAS WINDFELD IM TALQUERSCHNITT

In Abbildung 6 ist das Windfeld im Talquerschnitt Kramer-Kreuzeck für einige Phasen (a-e) festgehalten. Anhand der Isoplethendarstellungen der Windgeschwindigkeit lassen sich die in Abschnitt 4 gemachten Feststellungen vertiefen:

a) 07.00-07.30 MEZ (Nachtregime): Dominierender Bergwind auf der o. linken Seite, Gegenströmung auf der o. rechten Seite;

b) 09.30-10.00 MEZ: Bereits gut entwickelter (oberer) Talwind, der auf der länger besonnten Kramer-Seite stärker ist;

c) 13.00 MEZ: Talwind füllt den gesamten unteren Talquerschnitt aus (annähernd symmetrische Geschwindigkeitsverteilung);

d) 15.00-15.30 MEZ: Verlagerung des Talwindes auf die o. rechte Seite;

e) 20.30-21.00 MEZ (Aufbau des Nachtregimes): Unten bereits gut entwickelter Bergwind, oben (auf der o. rechten Seite) noch anhaltender Talwind.

6 SCHLUSSBEMERKUNGEN

Einige der übergeordneten Strömungsmerkmale - insbesondere das Absinken des (späteren) Talwindes oberhalb der schrumpfenden Bodeninversion - wurden auch in anderen Gebirgstälern beobachtet (z.B. FREYTAG, 1980; WHITEMAN und McKEE, 1977; REITER et al., 1982). Wichtig erscheint der Hinweis, daß die nächtliche Gegenströmung bei einer früheren Meßserie im unteren Loisachtal (bei Farchant) bei schwächerer westlicher Höhenströmung zum Zeitpunkt des astronomischen Sonnaufgang bereits gut ausgebildet (Schichtdicke: 500 m) war und der Talwind sich aus diesem "Antibergwind" heraus entwickelte (REITER et al., 1980). Im vorliegenden Fall verhinderte vor allem die starke Höhenströmung eine deutlichere Ausprägung. Zur Absicherung und Vertiefung der bisher gewonnenen Ergebnisse sollen weitere Feldexperimente im Farchanter Raum folgen, verstärkt sollen dabei auch Temperatursonden eingesetzt werden.

LITERATUR

FREYTAG, C: Gebirgswinduntersuchungen im Inntal. Ann.Met. NF 16 (1980), S. 195 - 197.

REITER, R.; SLADKOVIC, R; MÜLLER, H.: Spezielle Aspekte zum Berg-Talwindsystem eines direkt in die Bayerische Hochebene übergehenden alpinen Quertales (Loisachtal). 16. Tagung für Alpine Meteorologie, Aix-Les-Bains, 1980, S. 85 - 89.

REITER, R.; MÜLLER, H.; SLADKOVIC, R.; MUNZERT, K.: Aerologische Untersuchungen der tagesperiodischen Gebirgswinde unter besonderer Berücksichtigung des Windfeldes im Talquerschnitt. Manuskript, eingereicht bei Meteorol. Rdsch.

WHITEMAN, C.D.; McKEE, T.B.: Observations of vertical atmospheric structure in a deep mountain valley. Arch.Met.Geoph.Biokl., A, Nr. 26 (1977), S. 39 - 50.

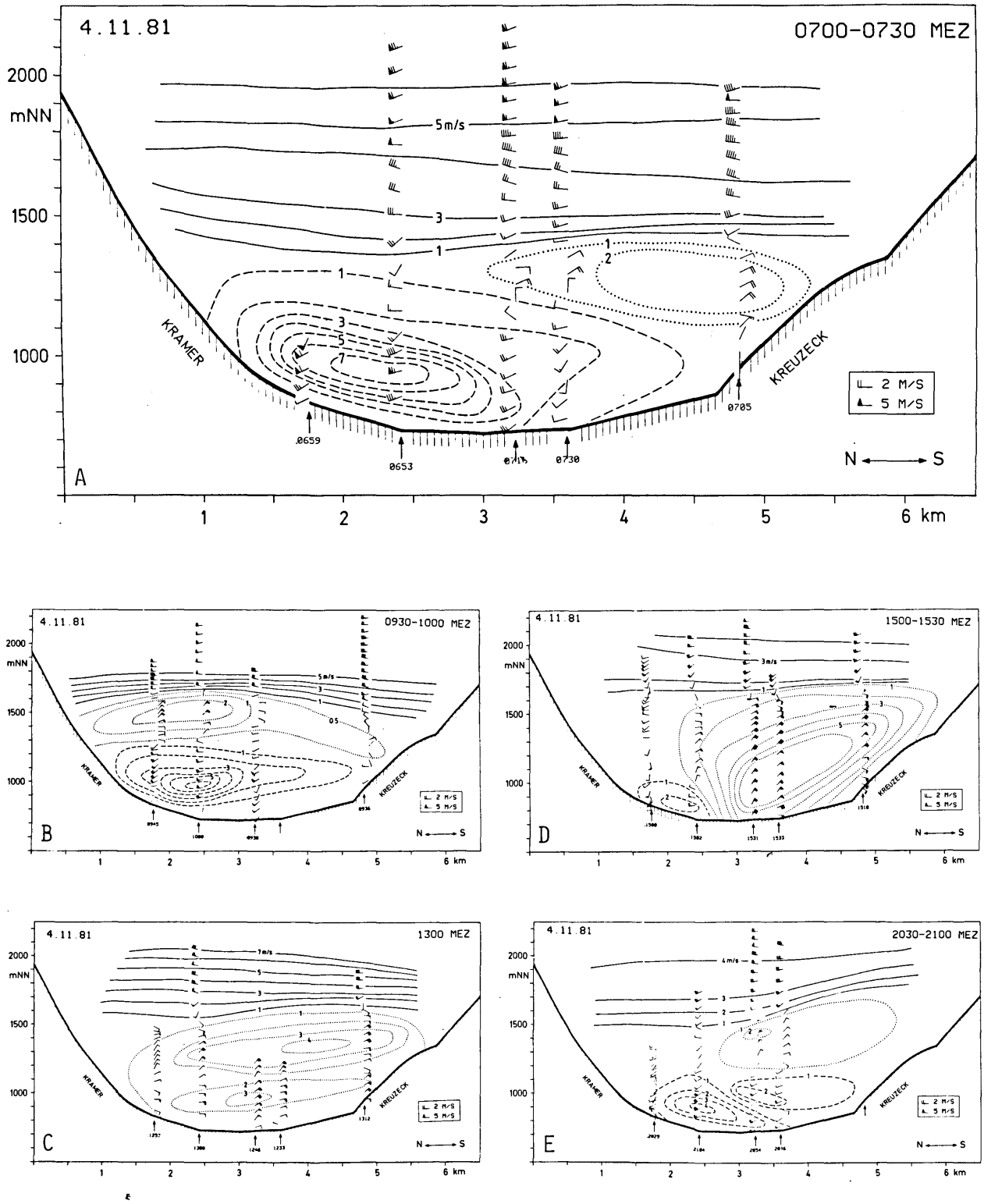


Abb. 6: Isoplethen der Windgeschwindigkeit (m/s) im Talquerschnitt Kramer-Kreuzeck (Überhöhung 1:2) während verschiedener Entwicklungsstadien (gestrichelt: Bergwind, gepunktet: Talwind, ausgezogen: Höhenwind). Aus Platzgründen sind die Phasen b-e in verkleinertem Maßstab wiedergegeben.

EINE ENERGETISCHE THEORIE DER HANGWINDE

Ignaz Vergeiner

Institut für Meteorologie und Geophysik

Universität Innsbruck

Abstract. A simple-minded model of the slope winds is being presented, which, as opposed to Prandtl's, starts from the heat flux input on the slope as forcing function. It is suitable for demonstrating the role of the slope wind boundary layer in heating the entire cross section of the valley. Their sporadic, intermittent occurrence in space and time is stressed. The model predicts that the thermally direct circulation forced by the slope winds will tend to be interrupted by a strong inversion in the valley atmosphere and separated into two branches above and below. Although the main slope wind layer variables are determined by local conditions on the slope, there is room for far-field effects through detrainment and through compensating subsidence.

1. Einleitung.

Das vorliegende einfache Modell ist hauptsächlich als begriffliches Hilfsmittel zur Veranschaulichung einiger Prozesse gedacht, vor allem der Rolle des Hangwindsystems als "Zahnrad", mit Hilfe dessen der fühlbare Wärmeumsatz am Hang dem gesamten Talquerschnitt zugute kommt. Die Argumentation wird hier auf den Hangaufwind beschränkt, da sich für katabatische Winde mit ihrem stoßweise pulsierenden Charakter offensichtlich hydraulische Modelle besser eignen (FLEAGLE 1950, BALL 1956). Schon WAGNER (1938) hat die Polle der Hangwinde im gesamten Gebirgswindsystem im wesentlichen richtig erkannt. Gezielte quantitative Hangwindbeobachtungen gab es wenige (RIEDEL 1935, JELINEK 1937, JELINEK und RIEDEL 1937)- eine Situation, die sich nicht radikal geändert hat. Die sehr zahlreichen und wertvollen Erfahrungen der Segelflieger (KALCKREUTH 1976, OSTIV 1976) sind im Hinblick auf neue theoretische Konzepte noch kaum ausgewertet worden. Immerhin bestätigen sie den extrem lokal beeinflußten, räumlich und zeitlich sporadischen, intermittierenden Charakter der Hangwinde, deren thermische Quellen auf günstige (trockene, felsige, windgeschützte) und richtig der Sonne exponierte Partien des Hangs konzentriert sind (F.PURTSCHELLER, pers.Mitt.), zwischen denen das Absinken die gleiche Größenordnung erreicht wie das Aufsteigen in den Thermikblasen (einige m/s). Das praktisch sofortige Erliegen des Hangaufwinds bei Abschattung durch eine Wolke war schon von JELINEK und RIEDEL beobachtet worden.Die Struktur der Konvektionszellen, die vom Hang in die stabile Atmosphäre hinauf vorstoßen, muß vom Querwind (Talwind) stark beeinflußt sein ("zerrissene Thermik"). Neuere umfangreiche Hangwindmessungen verdanken wir dem Hangwindexperiment Innsbruck 1978 (LUKAS 1981, BREHM 1981). Die Ergebnisse spiegeln allerdings immer noch die experimentellen Schwierigkeiten insbesondere von Pilotierungen, die Probleme der Repräsentativität solcher Messungen und ihrer Interpretation. WHITEMAN und McKEE (1977,78) setzen die Rolle der Hangwinde bei der Erwärmung der Talatmosphäre voraus, diskutieren sie aber nicht im einzelnen. Ihr Modell des Transports von Luftverunreinigungen durch einen idealisierten Hangwind stützt sich auf keine direkten Beobachtungen der Hangwindschicht.

Ohne hier der Auseinandersetzung zum Thema Gebirgswinde in ihrer uferlosen Komplexität nachgehen zu können, sei erwähnt, daß ORGILL (1981) eine illustrative Literaturzusammenstellung enthält, alt und neu, experimentell und theoretisch. Nur allein die Aufzählung der in den letzten Jahrzehnten in den USA durchgeführten Dispersionsexperimente in kompliziertem Gelände füllt zwei Seiten! Wir müssen es zutiefst bedauern, daß die Geldgeber fast aller dieser interessanten Arbeiten so eindeutig und widerwärtig sind, daß es sich nämlich um Alibi-"Umweltforschung" vor dem Hintergrund militärischer Anlagen im weitesten Sinn handelt: der Atomindustrie und ihrer Emissionen und Abfälle, der chem. und bakt. Kriegführung, und der Ausbeutung von Energiereserven und Vernichtung von Indianerreservaten. Dies wird mehr als deutlich z.B. aus SLADE (1968) oder AMS (1981). Bei WANTA und LOWRY (1976) findet sich eine anschauliche Darstellung möglicher wirbelförmiger Lufttrajektorien, die aus der Wechselwirkung zwischen Überströmung, Hangwinden und Talwind entstehen könnten.

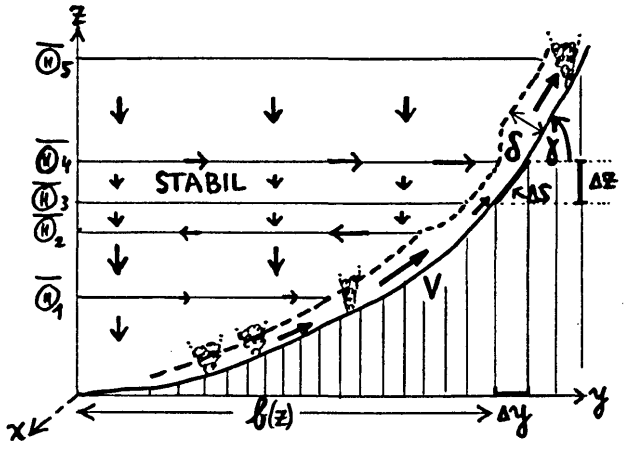
Erste, vielzitierte theoretische Beschreibungen der Struktur der hangnahen Luftschichten unter Verwendung des Austauschkonzepts gehen auf PRANDTL (1942) bzw. DEFANT (1949) zurück. EGGER (1981) hat diesen Ansatz neuerdings erweitert, um Inhomogenitäten entlang des Hangprofils berücksichtigen zu können. Auch wegen weiterer numerischer und theoretischer Studien sei auf seine Arbeit verwiesen.

2. Modellansatz.

Weiter oben wurde dargelegt, daß eine einheitliche Hangwindschicht eine Fiktion ist, da wir es mit einem Ensemble von extrem lokal beeinflußten Thermikblasen zu tun haben. Wir brauchen diese Fiktion trotzdem, wobei wir auf die Beschreibung der Detailstruktur normal zum Hang verzichten, und von den Mittelwerten V (hangparallele Strömung), δ (Dicke der Hangwindschicht, normal zum Hang gemessen) und ϑ (Übertemperatur, Differenz zur Temperatur der Talatmosphäre in gleicher Höhe) erwarten, daß sie im statistischen Sinn die richtigen Transporte liefern. Das Ineinanderwirken von Hangwind und Talwind bringt

begriffliche Schwierigkeiten für die Interpretation der resultierenden Vertikalbewegungen im Tal. Wir haben einerseits das kompensierende Absinken in der Talmitte, wenn Luft durch "entrainment" in die Hangwindschicht einbezogen wird. Andererseits muß z.B. dort, wo ein Taleinwind in ein Tal strömt (sagen wir etwa 30. 10^6 m^3/s durchs Inntal bei Schwaz oder Ibk., bis 1800 m NN gerechnet), die Luft im weiten inneren Einzugsgebiet dieses Tales aufsteigen, weil der Talschluß im wesentlichen blockiert ist. Das sind im Mittel geringe Vertikalgeschwindigkeiten (im Bsp. 1 cm/s auf 30 mal 100 km). Sie würden übrigens zu seitlichem kompensatorischem Abströmen vom Alpenhauptkamm von etwa 1/3 m/s zwischen z.B. 2 und 3 km NN Anlaß geben, der schon von BURGER und EKHART (1937) ermittelten Größenordnung der "Antiwinde", die sich im Einzelfall also schwerlich nachweisen lassen dürften! Es ist vermutlich von Vorteil, diese beiden Prozesse begrifflich zu trennen durch die Vorstellung eines in der Talrichtung x sehr langen, einheitlich gebauten und exponierten Tales, längs dessen dann kein Temperatur- oder Druckgradient herrschen müßte. In diesem in x-Richtung divergenzfreien Zustand schneiden wir uns eine Scheibe von der Breite Δx heraus. In jedem dieser y-z-Querschnitte müßten dann Massen- und Wärme-Budget abgeschlossen sein.

Die folgende Abbildung veranschaulicht die Verhältnisse in einer Hälfte des als symmetrisch angenommenen Tales. Die Schichtung der potentiellen Temperatur im Tal wird durch $\bar{\Theta}(z)$ beschrieben, die Stabilität durch $d\bar{\Theta}/dz$, die pot.Temp. am Hang $\Theta(s) = \bar{\Theta}(z) + \vartheta$.
(ϑ = Übertemperatur am Hang)



Massenkontinuität verlangt in jeder Höhe

$$b \cdot w + V \cdot \delta = 0 \qquad (1)$$

also kompensierendes Absinken im Tal, solange ein Hangwind aufwärts gerichtet ist.

$V \cdot \delta \cdot \Delta x$ (m^3/s) ist der Volumstransport in der Hangwindschicht, und

$$\frac{1}{V\delta} \cdot \frac{d}{dz}(V\delta) \qquad (2)$$

ein Maß für das seitliche Einströmen von Luft aus der Talatmosphäre in die Hangschicht = "entrainment". Die Querzirkulation der "freien" Atmosphäre im Tal folgt aus der Vertikalgeschwindigkeit w mit der Annahme

$$v(y) = \frac{y}{b_y} \cdot v(b)$$

zu: $$v(b) - \frac{w}{\tan\gamma} + \frac{d}{dz}(bw) = 0 \qquad (3)$$

wobei b(z) = halbe Talbreite,
γ = Hangneigung .

Die Bilanz fühlbarer Wärme für ein Volumen in der Hangschicht ergibt sich bei Vernachlässigung der Wärmespeicherung ($\partial \Theta_s / \partial t = 0$) und Vereinfachung der Advektion ($|d\vartheta/ds| \ll |d\bar{\Theta}/ds|$) zu:

$$0 = -\rho c_p \cdot V \delta \cdot \frac{d\bar{\Theta}}{dz} - \rho c_p \cdot \frac{d}{dz}(V\delta) \cdot \vartheta + \frac{H}{\tan\gamma}(1-Q) \qquad (4)$$

Hier ist $H \cdot \Delta x \cdot \Delta y = (H/\tan\gamma) \cdot \Delta x \cdot \Delta z$ (Watt) die fühlbare Wärmezufuhr in die Schicht Δz vom Hang her, und Q der Bruchteil dieses Wärmeflusses ($0 < Q < 1$), der nicht in der Hangwindschicht verbleibt, sondern direkt durch Konvektion der Talatmosphäre zugeführt wird. Dieses Ablösen von Thermikblasen aus der Hangschicht (manchmal durch Fc angezeigt) subsumieren wir unter dem Namen "detrainment". Wir machen keinen Versuch, den sicher sehr komplizierten Prozeß zu quantifizieren, außer der Feststellung, daß er an Kanten, Felsnasen etc. besonders gern auftritt (KALCKREUTH, 1976), und daß er umso wirksamer sein sollte, je flacher der Hang und je geringer die Stabilität der Talatmosphäre ist.
Der erste Term von (4) ist abkühlender Natur: adiabatische Abkühlung durch das Aufsteigen. Zum zweiten: Vermischung (entrainment) mit der nicht überwärmten Talluft - siehe weiter hinten.

Mit der Bezeichnung Q ergibt sich für die Erwärmung der Talatmosphäre die Bilanz

$$\frac{\delta T}{\delta t} = -w \cdot \frac{d\bar{\Theta}}{dz} + \frac{1}{\rho c_p \cdot b(z)} \cdot \frac{H}{\tan\gamma} \cdot Q \qquad (5)$$

Wir können jetzt als Kontrolle und Verständnishilfe die zeitliche Änderung des Wärmeinhalts zwischen zwei beliebigen Höhen z_1 , z_2 im Tal aus (5) berechnen. Nach leichten Umformungen mit (1) und (4) erhalten wir

$$\int_{z_1}^{z_2} \rho c_p \cdot b(z) \cdot \frac{\delta T}{\delta t} dz = \int_{z_1}^{z_2} \frac{H}{\tan\gamma} dz - \left[\rho c_p \cdot V\delta \cdot \vartheta\right]_{z_2} + \left[\rho c_p \cdot V\delta \cdot \vartheta\right]_{z_1} . \qquad (6)$$

Die Interpretation dieser Gleichung ist evident. Es kommt also letztlich durch Vermittlung der Hangwinde und des kompensierenden Absinkens im Tal der gesamte fühlbare Wärmestrom der Talatmosphäre zugute, nicht nur der Bruchteil Q - - bis auf den An- und Abtransport von Wärme in der Hangzone selbst an der Unter- bzw. Obergrenze der betrachteten Schicht.

3. Weitere Hypothesen.
Bis jetzt waren noch keine weiteren Annahmen über V, δ, ϑ nötig. Die folgenden Anleihen bei SCORER (1968) sind als Diskussionsentwürfe zu verstehen.
Eine Gleichung von der Form

$$V^2 = \frac{\sin\gamma}{const.} \cdot \frac{g}{\Theta} \vartheta \cdot \delta \qquad (7)$$

kommt in allen empirischen Beziehungen für Konvektionselemente ("plumes") vor. Die Konstante in (7) hat die Qualität eines Widerstandsbeiwerts von der Größenordnung 1. (7) läßt sich auch aus dem Gleichgewicht Solenoidterm (mit hydrostatisch gerechnetem Druckgradienten) - Reibung in der Hangzone argumentieren, wobei wir die Frage, ob Bodenreibung oder Bremsung durch entrainment den Ausschlag geben, offen lassen können.
Wenn (7) auch nur annähernd Gültigkeit hätte, so wäre die weitreichendste Konsequenz daraus die lokale Bestimmtheit der hangparallelen Geschwindigkeit V, also nicht etwa aus Gl.(4) mit weiteren entrainment-Annahmen und Integration über z! Mehr als eine richtige Größenordnung läßt sich aus vorliegenden Daten wohl nicht ableiten: für $\gamma = 30^\circ$, $\vartheta = 1^\circ C$, $\delta = 75$ m und const.= 1 wird $V \approx 1.1$ m/s.

Es bietet sich jetzt an, Gl.(4) stückweise auf einigermaßen gleichförmige Abschnitte des Hangs, der Talatmosphäre ($d\bar{\Theta}/dz$ = konstant) und des fühlbaren Wärmestroms H anzuwenden, mit dem überraschend einfachen Resultat

$$\rho c_p \cdot V\delta \cdot \frac{d\bar{\Theta}}{dz} = \frac{H}{\tan\gamma}(1-Q) \qquad (8)$$

Auch hier wird ein vollständig lokales Gleichgewicht ausgedrückt. Der mittlere Massentransport in der Hangwindschicht wäre demnach proportional dem thermischen Antrieb und umgekehrt proportional der statischen Stabilität - ein plausibles Ergebnis. Bei Annäherung an adiabatische Verhältnisse muß es seine Gültigkeit verlieren; dann wird die Schicht durchmischt und eine Hangwindgrenzschicht existiert nicht mehr. Eine zahlenmäßige Abschätzung ergibt vernünftige Werte:
Mit V = 1 m/s, δ = 75 m und $d\bar{\Theta}/dz$ = 0.35K pro 100 m wird die linke Seite von Gl.(8) $\approx$ 300 W/m^2.
Als Mittelwerte für die ganze Hangwindschicht sind 1 m/s und 75 m offenbar schon eher hoch gegriffen.
Entrainment, also eine Änderung $d/dz(V\delta)$, käme nach dieser Vorstellung nur beim Übergang zwischen den gleichförmigen Abschnitten des Hangs ins Spiel, und zwar nicht nur mit positivem, sondern auch mit negativem Vorzeichen. "Scale" und genauere Form dieses Übergangs bleiben noch offen. Negatives entrainment widerstrebt der akzeptierten Vorstellung einer nach oben immer zunehmenden Hangwindschicht (womit vermutlich eine Zunahme des Massenflusses gemeint ist), wie sie z.B. auch von WHITEMAN & McKEE in dem Sinne impliziert wird, daß die Hangwinde bei Inversionslagen quasi als letzter Ventilationsmechanismus bleiben, um die Konsequenzen extremer Stagnation zu mildern. Nach unserer Vorstellung würde jedoch der Hangwind, der von unten z.B. gegen eine stärkere Inversion zu strömen versucht, gegen den neuen, kleineren Gleichgewichtswert hin abnehmen, also $d/dz\,(V\delta) < 0$. Mithin müßte an der Untergrenze der Inversion Luft aus der Hangschicht in die Talatmosphäre strömen ($v < 0$), d.h. die vom Hangwind angetriebene direkte thermische Zirkulation würde sich weitgehend unter der Inversion schließen (Abb.!) und darüber wieder neu beginnen. Genau diesen Eindruck hatte aber M. REINHARDT (pers.Mitteilg.) bei seinen Flügen im Motorsegler am 9./10.X.78 im Inntal.
SCORER (1968; auch: Natural Aerodynamics, 1958) diskutiert empirische Beziehungen für energiereiche Thermikblasen ("plumes"), die je nach Eigengeschwindigkeit und Temperaturüberschuß Inversionen noch in einiger Höhe ($\sim$ 100 m) durchstoßen können. Abgasfahnen mit Querwind (Talwind) dissipieren schneller als ohne einen solchen. Diese oder ähnliche Formeln werden bei der Abschätzung der Schornsteinüberhöhung verwendet. Vielleicht könnten solche Vorstellungen konzentrierter Thermikblasen, die dem intermittierenden Erscheinungsbild des Hangwindes entgegenkommen, sogar Abschätzungen der Dicke δ dieser Schicht gestatten, und u.U. des detrainments Q (Gl.4). Doch stoßen wir hier auf Definitionsschwierigkeiten für die Obergrenze der Hangwindschicht, die ja in der Natur auch nicht besonders gut definiert zu sein scheint. Angesichts des hypothetischen und fragmentarischen Charakters dieser Überlegungen, und der äußerst komplizierten Vielfalt der Naturerscheinungen, sollte die Brauchbarkeit einiger Vorstellungen erst einmal geprüft werden. Auf Fallrechnungen wird vorerst verzichtet. Eine Auseinandersetzung mit EGGER's (1981) Ergebnissen wäre sehr wünschenswert, aber auch schwierig wegen der so verschiedenen Ansätze. Seine Aussage, daß die thermisch bedingten Störungen am Hang tief in die Atmosphäre eindringen können, steht jedenfalls nicht notwendigerweise in Widerspruch zu den hier geäußerten Vermutungen. Das Problem wird hier allerdings durch die offengelassene Größe Q ("detrainment") umgangen.

Literatur.

AMS (Bulletin), 1981, 62(4), pp.553-573: program and abstracts of the 2nd Conf.on Mountain Met. of the AMS, Nov.9-12, 1981.
BALL, F.K., 1956: Austr.J.Phys. 9(3), 373-386.
BREHM, M., 1981: Gebirgswinds.u.Inv...Diss.Un.Mün.
BURGER, A. und E. EKHART, 1937:Beitr.z.Geophys.49.
DEFANT, F., 1949: Archiv Met.G.Biokl. A1, 421.
EGGER, J., 1981: Beitr.Phys.Atm. 54(4), 465-481.
FLEAGLE, R.G., 1950: J.Met. 7(3), 227-232.
JELINEK, A., 1937: Beitr.Phys.fr.Atm.24, 85-97.
JELINEK, A. und A. RIEDEL, 1937:Beitr.Ph.fr.A.24.
KALCKREUTH, J., 1976: Segeln über den Alpen.
LUKAS, Ch., 1981:Dyn.Str.d.Hangw.sch.Dipl.A.U.Mün.
ORGILL, M.M., 1981:ASCOT-a planning guide f.f.st.
OSTIV, 1976: Forecasters Manual for Soaring Flight.
PRANDTL, L., 1942: Strömungslehre. Vieweg & Sohn.
RIEDEL, A., 1935:Zur Aerologie...Diss.Univ.Ibk.
SCORER, R.S., 1968: Air Pollution. Pergamon Pr.
SLADE, D., 1968:Meteorology and Atomic En.USAEC.
WAGNER, A., 1938:Gerlds.Beitr.Geoph. 52,408-449.
WANTA, R.C.and W.P.LOWRY, 1976: Air Poll.(Stern), 3 rd ed., I, 8: 386-390. Academic Press, SF,Cal.
WHITEMAN, C.D., and T.B.McKEE, 1977:Archiv..A26.
WHITEMAN, C.D., and T.B.McKEE, 1978:Atm.Env.12.

Für finanzielle Unterstützung danke ich dem FONDS zur Förderung der wiss.F. in Österreich.

ON THE ENERGY WIND VELOCITY

Giuseppe FLOCCHINI, Vincenzo PASQUALE and Vittorio SCIARRONE

Geophysical Institute, Genova University, Italy

Wind data as a function of the time of the day in each month of the year for a mountainous area was examined. Wind speed, direction and energy wind velocity thus represented constitutes a model which may be used to good advantage when dealing with the problem of wind energy conversion.

1. INTRODUCTION

Because of its mountainous nature (Maritime Alps and Apennines) Liguria affects in different ways the winds that pass across it. Due to the configuration of its seashore, very close to the mountains, sea breezes are strengthened and amplified by the concomitant action of the valley winds whilst land breezes are strengthened by the mountain winds; the mountains feed the secondary depressions stationary over the Gulf of Genova (BOSSOLASCO, 1952 and 1965).These influences combine with the channeling along the valleys transversal to the coast which, on the one hand, increases the strength of the wind as well as the stationariness of the directions at local level and, on the other hand, brings about a large regional variability.

In this study, efforts have been concentrated on the examination of the diurnal variation of the wind and energy wind velocity in a locality of the Ligurian Apennines (Mt. Capellino) at 683 m above sea level and about 15 km from the sea. The information on which this work is based is the hourly mean values recorded at 6 m above ground level during the period 1961-1980.

2. WIND REGIME

The main features of the anemological regime are shown in Fig. 1.

The mean monthly value isopleths of the direction percent frequencies are shown in Fig. 1a. Directions are mostly meridian whilst the zonal component is negligible. Winds between NNW and ENE prevail in the winter six-month period with a frequency exceeding 20% along NE; in the S-SSW sector the maximum frequency (above 15%)occurs during the central months of the year. The strong gradients at the NE-ENE sector are due to the channeling effect which the orographic features exercise on the ground currents from the N sectors.

Fig. 1b shows the daily trend of the mean hourly frequencies of wind direction for the central months of the seasons. The two hourly wind vectors, one for the N sector (going downwards) and one for the S vector represent both frequency and direction.

In January and October, the N-sector winds with and average direction between 14° and 18° prevail in every hour of the day. Their stationariness is due to the fact that during these months winds are mostly gradient winds since the centers of action are spread over the Mediterranean area. Also the S-winds are stationary at about 170°, except in the afternoon hours of October when direction is 190°. In both months, the maximum frequencies (about 30%) are noted in the afternoon hours.

During the summer months there is a marked daily variation, especially in the S winds,due mostly to the influence of the breeze regime, viewing that the pressure field is levelled and the gradient circulation is consequently very weak.

In April the N winds have a stationary direction of about 23° and their frequencies increase slightly in the afternoon hours (48%). The S winds have a clear daily trend with a minimum (33%) at 08.00 hrs and a maximum (61%) at 16.00 hrs; their direction is of about 165° during the night and early morning and they turn slowly in a clockwise direction until 19.00 hrs (187°) whereupon they return to their original direction.

This daily trend is even more marked in July. The N wind frequency is of about 40% in the early morning and drops to about 12% in the late afternoon and the first hours of the night whilst direction ranges between 10° and 25°. The S sector winds turn clockwise from 177° at 24 hrs to about 195° at 18 hrs whereupon they turn in the opposite direction till they reach their original direction; their frequency has a single oscillation with a minimum (29%) at 7 - 8 hrs and maximum (72%) at 16 hrs.

As shown in Fig. 1c, the montly mean hourly values for the hours of calm are higher in the summer months and during the night. In winter the hours of calm show no appreciable variation the reason being that in this season both the

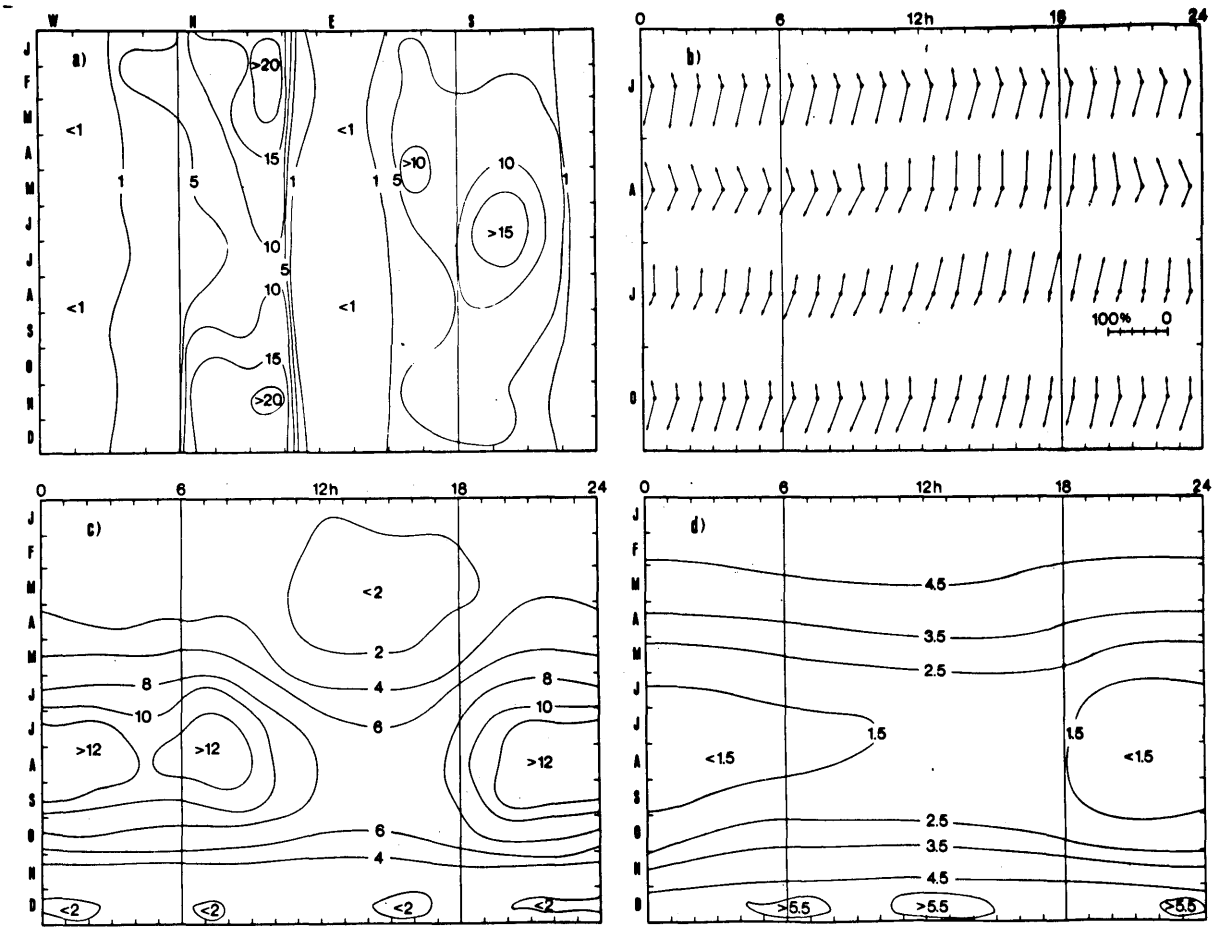


Fig. 1 - Anemological characteristics at Mt. Capellino (1961-1980): a) Monthly mean isopleths of direction frequencies; b) Hourly mean value of direction frequencies in N and S sectors for the months of January, April, July and October; c) Monthly mean hourly isopleths for the hours of calm; d) Monthly mean hourly isopleths of wind velocities (m/s).

valley and mountain breeze contribution to ground circulation, now typically synoptic, is negligible, contrary to what happens in summer.

The trend and the monthly mean hourly values of velocity (m/s), shown in Fig. 1d, complete Fig. 1c: low velocities correspond to the maximum hours of calm and vice versa. In all the months of the year the daily variation is rather small and the highest values are found in day time during the summer months.

3. WIND ENERGY

The wind energy E per unit of area attacked normally by the wind is $K \int_o^t v(t)^3 dt$, where K depends on wind dynamics and on the engineering of the windmill, t is the time under consideration and v(t) is the mean energy wind velocity equal to $(\Sigma f_n v_n^3 / \Sigma f_n)^{1/3}$, where n is the number of the class of speed intervall $0\text{-}v_1, v_1\text{-}v_2, \ldots, v_{n-1}\text{-}v_n$ of constant amplitude, having frequencies of occurrence $f_1, f_2, \ldots, f_n$ (FLOCCHINI et Al., 1982, and Ref.).

Table 1 shows the monthly energy wind velocity calculated with the above formula. The data used are the hourly mean values of the wind speed over a period of 20 years, grouped into classes of velocity by choosing 2 knots as a class lenght. In this table are also reported the monthly mean values per square meter of the theoretical wind energy available in the air current E_1 and the extractable energy at the rotor E_2, by using the maximum value of the power coefficient. The annual value of E_1 is 935 kWh/m^2 and of E_2 554 kWh/m^2 to which corresponds an annual energy wind velocity of about 5.6 m/s.

By using the above method, the daily trend of the mean energy wind velocity for the central months of the seasons has been calculated and graphically shown in Fig. 2. The hourly values

Table 1

month	energy wind velocity (m/s)	energy (kWh/m^2) E_1	E_2
Jan.	7.25	172.2	102.1
Feb.	6.52	114.0	67.6
March	5.38	70.3	41.7
April	5.07	56.8	33.7
May	3.96	28.1	16.7
June	2.76	9.3	5.5
July	2.46	6.7	4.0
Aug.	2.62	8.3	4.9
Sept.	3.20	14.3	8.5
Oct.	4.01	30.2	17.9
Nov.	6.19	103.7	61.5
Dec.	8.93	320.6	190.1

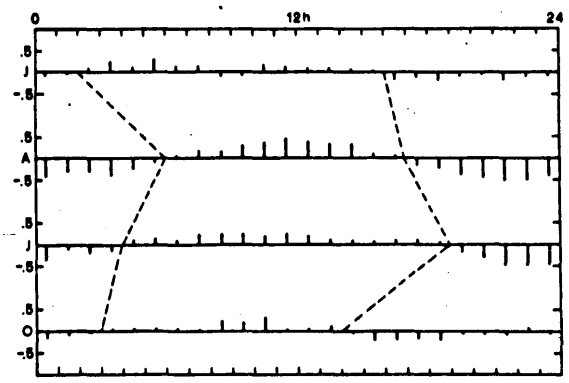


Fig. 2 - Hourly mean deviation of the energy wind velocity (m/s) with respect to the monthly averages in January, April, July and October.

reported are the deviation of v(t) with respect to the corresponding monthly averages. The values with a higher v(t) than the average one are included between the two dashed lines, with the exception of October 22-23 hrs values; lower values are outside this field, except for the two values between 8 and 10 hrs in January.

In January and October, i.e. in the typical months of the winter six-month period, the v(t) values deviate only slightly from the monthly mean value; positive deviations are between 3 and 15 hrs. This behaviour agrees partly, especially in October, with the one shown in Fig. 1c and 1d and depends mostly on the amplitude of the hourly wind data dispersion around the mean velocity and on the symmetry of their distribution. In fact, whilst on the one hand persistent NE winds subjected to the channeling phenomenon are noted during these months, there are, on the other hand, often occurring short secondary depressions and consequent changes in wind intensity.

In April and July there is a clear daily pattern consisting in a single oscillation. The highest values are recorded in the central hours of the day and in July they concern all the daytime hours. The diurnal rythm during these two months may be easily explained in the light of the above considerations on the wind regime.

These considerations on energy wind velocity also apply to wind energy which depends on the cube of the v(t). The anemological data submitted herein may be useful to evaluate the site in question for possible wind energy conversion.

REFERENCES

BOSSOLASCO, M.: La brezza di mare a Genova ed in altre località costiere italiane. Geofis. Pura e Appl., 21, 3-15, 1952.

BOSSOLASCO, M.: L'influenza delle Alpi sulla formazione di depressioni secondarie. Geofis. e Meteor., 14, 19-22, 1965.

FLOCCHINI, G.; PASQUALE, V.; SCIARRONE, V.: Wind energy conversion at Genoa-Mt. Capellino (in press).

CUMULONIMBUS PASSING ACROSS A MOUNTAIN

Mladjen Ćurić

Institute of Meteorology, University of Belgrade,
Yugoslavia

ABSTRACT

Systematic radar observations of damaging cumulonimbus were conducted in some region of Yugoslavia for several years ago. Such clouds show a specific behavior in mountain region. Its passing across a mountain, stagnation in front of the mountain and reflexion of it are some of the manifestation of the cloud-boundary layer interaction. Some of these manifestation will analyse in this paper.

1. INTRODUCTION

During the summer period the Hydrometeorological Institute of Serbia operated a comprehensive radar observational study of cumulonimbus clouds. This observational study was designed to investigate the structure and conditions of the cumulonimbus under which it is sutable to action on it due to the hail prevention. Radar data obtained at the Southern part of Serbia have special significance since it is mountainous terrain. The structure of mountain generated cumulonimbus, low of motion and their interaction with orographically induced mesoscale systems (such as motion of the cold-air dome beneath thunderstorm) can be investigate in this region. At Nish is located radar which coverage area of so-called hail suppression polygon, Fig. 1. Radar was used as the main source of data for

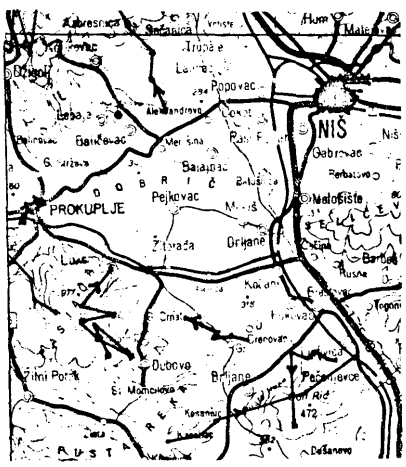


Fig. 1 Map of terrain in one part of the Nish hail suppression polygon with some tracks of the individual cumulonimbus clouds

track and movement speed of the clouds.

The motion of C_b clouds in mountain region are studed by many authors (Ćurić, 1980, 1982; Cotton at all 1982, etc.). The purpose of this paper is to point to several facts of the cloud--boundary layer interaction what led to the motion of C_b cloud in oposite direction of the environmental streaming of air.

2. GENERAL CHARACTERISTICS OF C_b CLOUDS IN STUDIED REGION

Southern part of Serbia is known as the region where intensive convection take place very often. Different type of

cumulonimbus initiate its development in this region. We are selected here for analysis those clouds which in its intensive development penetrate through the tropopause. In area showed in Fig. 1 (area is roughly 1000 km square) during the four summer years period (1976-1979) was 54 such clouds. In all hail suppression polygon (area is about 7000 km square) was 168 of such cases.In the area so expessed greather number of cumulonimbus which penetrate through the tropopause quadrilateral showed in Fig. 1 is involved by the mountains which bounded this region (Jastrebac, Pasjacha, Vidojevica and Selevchica).

Duration of the radar cloud top above tropopause is different (from several minutes to 70 minutes). The more frequently the clouds stay above tropopause to the 10 minutes. Less than half of them stay from 10 to 20 minutes above tropopause.

Function which the best fitting the duration of the radar cloud top above tropopause is

$$F = 0.6\ t^{0.13}\ e^{-5.93t} \qquad (1)$$

where is F relative frequence of the clouds which stay t hours above the tropopause.

Exceeding of the tropopause by cloud top is the best described by

$$Y = 1.57(DH)^{0.86}\ e^{-1.24(DH)} \qquad (2)$$

where is Y relative frequency of the clouds which exceed of the tropopause for DH, where DH is expressed in km.

The highest exceeding was 5.9 km. on 6 May 1977. The maximal radar cloud top was 17.4 km on 7. August 1977.

3. THE TRACKS AND MOVEMENT SPEEDS OF THE C_b

The tracks and movement speeds of the cumulonimbus was very easy to find since it was placed the radar data at me disposal. Position of clouds was finded on the base of the data obtained in roughly after every 2-3 min. period. Temporal resolution was not fixed because it depend of the dynamics of clouds.

Motion of analysed clouds is mainly simillar with those analysed and summarized by Browning (1977). They are mostly classificated in three different types: clouds with the direction of travel same as the mean tropospheric wind; clouds which showed stagnation in front of the mountains side; clouds which move from one mountain to the other and after that their direction of motion is oposite to the mean tropospheric wind.

The movement speeds of clouds are from 20 m s^{-1} (fast moving clouds) to zero. Clouds with zero movement speeds can to stagnate on mountain side to one hour.

Some tracks of the cumulonimbus are showed in the Fig. 1 and Fig. 2.

4. CHANGE DIRECTION OF MOVEMENT OF THE C_b CAUSED BY THE CLOUD--BOUNDARY LAYER INTERACTION

One category of C_b clouds are those which in their life cicluse have direction of motion oposite of the environmental wind. The possible

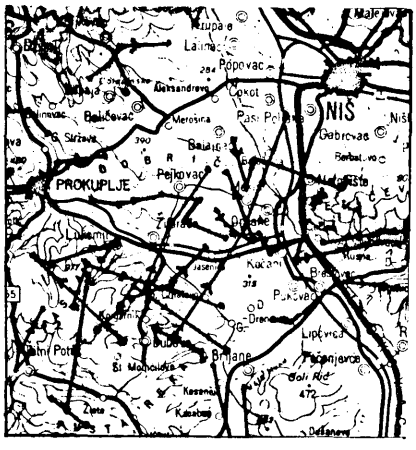


Fig. 2 Tracks of the clouds which duration of the radar cloud top above tropopause was 10-20 min. in four year period.

mechanism which cause such motion is regeneration of C_b clouds due to the spreading of the cold air outflow from the base of C_b which stagnate on the mountain side (Ćurić, 1982). Shematic illustration of the regeneration of the cloud and the erosion in the head part is shown in the Fig. 3.

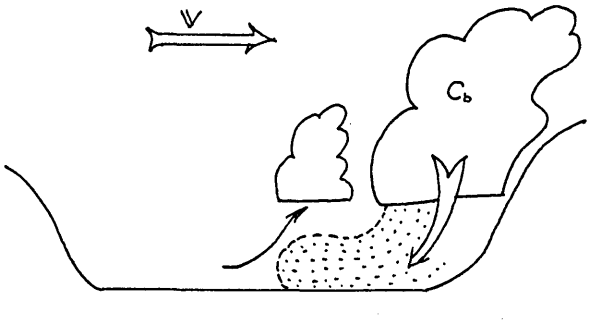


Fig. 3 Shematic illustration of the regeneration of the cloud and the erosion in the head part

REFERENCES

Browning, K.A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms, Met. Monog. Vo. 16, No. 38, 1-43.

Cotton, W.R. and all.,1982: An intense, quasi-steady thunderstorm over mountains terrain, Part I, II, III, J. Atmos. Sc. Vo. 39, 328-368.

Ćurić, M., 1980: Dynamics of a cold air outflow from the base of the thunderstorm. A simple model, J. Rech. Atmos., 14 (1980), No. 3-4, pp. 493-498.

Ćurić, M. 1982: The development of the cumulonimbus clouds which move along a valley: in "Cloud Dynamics" (Ed. E.M.Agee and T.Asai), D. Reidel publishing company (in press).

UNTERSUCHUNG DES ATMOSPHÄRISCHEN AEROSOLS IM OBERENGADIN

Dieter Stein und Hans-Walter Georgii
Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/M und Klimaphysiologische Station St.Moritz

Im Frühjahr und Sommer 1980 wurden im Oberengadin, Schweiz, die Konzentration und Größenverteilung des atmosphärischen Aerosols ($d \geq 0{,}01$ um) unter winterlichen bzw. hochsommerlichen Bedingungen gemessen. Parallel gesammelte Aerosolproben wurden auf ihren Schwefelgehalt sowie ihre Gefrierkernkonzentration in Abhängigkeit von Temperatur und Feuchte analysiert. Dabei sollte einerseits der Einfluß einer geschlossenen Schneedecke und andererseits der Einfluß der in den letzten Jahrzehnten verstärkten Besiedlung dieses Hochgebirgstals auf das Aerosol untersucht werden, wofür sich ein Vergleich mit früheren Untersuchungen an der Klimaphysiologischen Station St. Moritz-Bad anbot (Verzár 1954, Bider und Verzár 1957, Georgii und Weber 1963). Die Meßstelle lag ca. 500 m oberhalb von St. Moritz-Bad im Inntal und damit in unmittelbarer Nähe der früheren Meßstellen. Hier wurde zusammen mit den wichtigsten meteorologischen Daten die Aerosolkonzentration der Teilchen $0.01 \leq d \leq 0{,}5$um mit einem "Electrical Aerosol Size Analyzer" Typ TSI 3030 und die Teilchen $d \geq 0{,}5$ um mit einem optischen Teilchenzähler Typ "Royco" gemessen. Damit war es möglich den Größenbereich der sogenannten Aitken-, Großen- und Riesenkerne abzudecken. Die Aerosolproben zur Gefrierkernanalyse wurden auf Filtern exponiert und später in der Vakuum-Diffusionskammer des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt ausgewertet. Der Schwefelgehalt der Aerosolproben wurde unter Verwendung der Isotopenverdünnungsanalyse nach Klockow et al. (1974) bestimmt.

ERGEBNISSE

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen zeigten einen deutlichen Anstieg der Aitkenkerne ($r < 0{,}1$ um) innerhalb der letzten 30 Jahre. So konnten Anfang der 50er Jahre von Verzár (1954) und Bider und Verzár (1957) mit einem von Verzár (1953) entwickelten Kondensationskernzähler an der Klimaphysiologischen Station St.Moritz-Bad Aitkenkernkonzentrationen von $3{,}6 \times 10^3$T/cm^3 in einer Periode von Dezember bis März und $2{,}6 \times 10^3$T/cm^3 in einer Periode von Juli bis September gemessen werden. Die Messungen 1980 ergaben dagegen unter winterlichen Bedingungen im Mittel $1{,}8 \times 10^4$T/cm^3 und im Hochsommer $1{,}3 \times 10^4$T/cm^3. Neben dem deutlichen Zuwachs der Zahl der Aitkenkerne ist in beiden Fällen eine leichte Abnahme der Aitkenkernkonzentration im Sommer zu erkennen. Lokale Quellen dieser Kerne wie Hausbrand und Kraftverkehr scheinen einen bedeutenden Anteil an dem winterlichen Konzentrationsanstieg zu haben. Eine reinigende Funktion in Bezug auf das Aerosol kann dem sogenannten "Malojawind" zugeschrieben werden, wie einzelne Messungen ergaben.

Ein Einfluß der Schneebedeckung auf die Aerosolkonzentration ist bei den

Riesenkernen zu erkennen. Die mittlere Konzentration der Teilchen d > 1 um betrug im März bei einer geschlossenen Schneedecke 0,9 T/cm^3, dagegen im August 7,3 T/cm^3. Die Teilchen d > 5 um wiesen eine noch größere Differenz zwischen winter- und sommerlichen Bedingungen auf (Abb. 1,2).

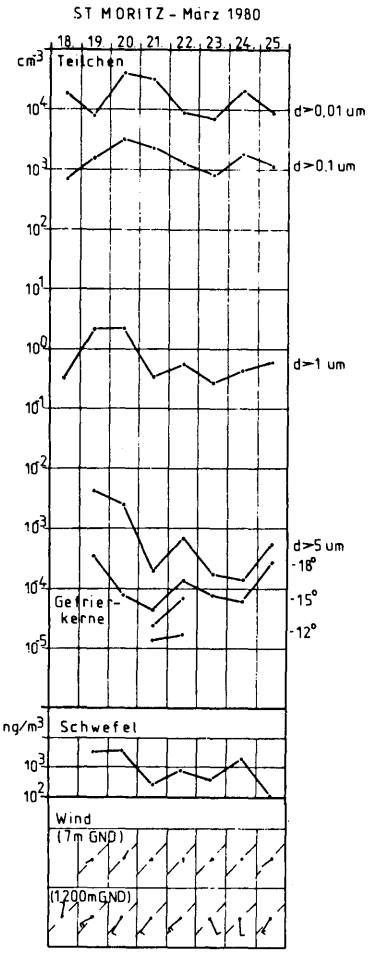


Abbildung 1

Die Größenspektren des Aerosols zeigten entsprechend der jahreszeitlichen Schwankungen der Riesenkerne ebenfalls deutliche Unterschiede zwischen März und August (Abb. 3).

So wurden im Sommer überdurchschnittlich flache Aerosolgrößenverteilungen, dagegen im Frühjahr überdurchschnittlich steile Aerosolgrößenverteilungen angetroffen, die jedoch insgesamt eine

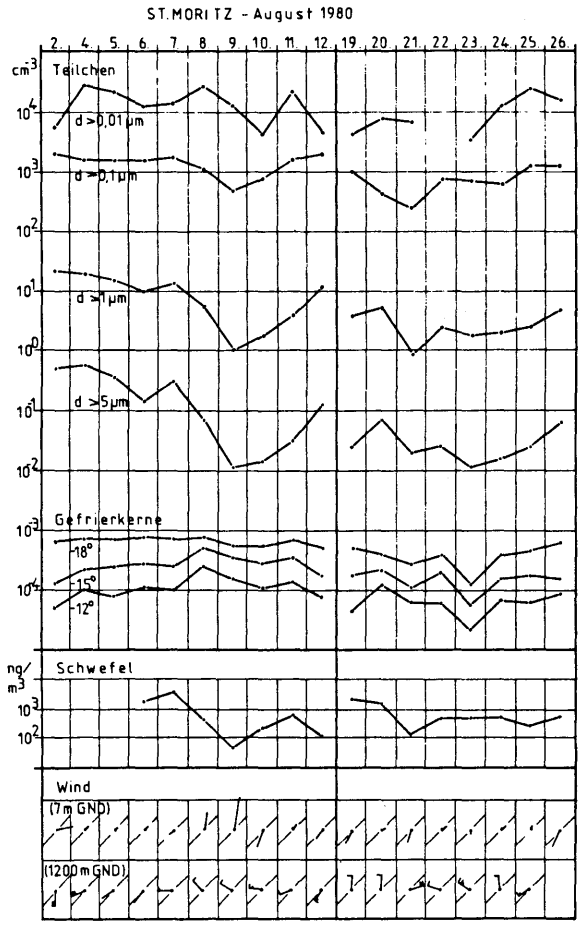


Abbildung 2

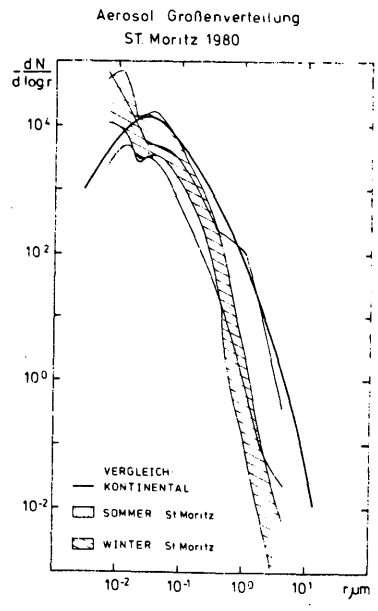


Abbildung 3

niedrigere Konzentration aufwiesen als die von Jaenicke (1975) für kontinentales Aerosol angegebene mittlere Verteilung.

Die Messungen des Schwefelgehaltes des Aerosols ergaben geringere Konzentrationen im Vergleich zu Messungen auf der Alpennordseite (Georgii et al. 1981). Die mittlere Konzentration lag im März mit 1,9 ug Schwefel/m^3 etwa doppelt so hoch wie im August mit 0,87 ug/m^3. Damit ist zumindest gegenüber 1960, als Georgii und Weber (1962) im August ein Mittel von 1,1 ug S/m^3 angetroffen hatten, kein Anstieg des Schwefelgehaltes im sommerlichen Aerosol erkennbar.

Die mittlere Konzentration der Gefrierkerne bei -18°C und Wassersättigung erreichte mit 0,13 GK/l im Frühjahr und 0,55 GK/l im Sommer eine Größenordnung, wie sie auch im Raum Frankfurt angetroffen wird. Jedoch zeigt das alpine Aerosol höhere Konzentrationen der Gefrierkerne, die schon bei -12° und Wassersättigung bzw. entsprechender Eisübersättigung aktiv werden. Dies führt besonders im Sommer zu einem entsprechenden flachem Anstieg der Gefrierkernkonzentration in Abhängigkeit von der zunehmenden Eisübersättigung bzw. von der abnehmenden Temperatur (Stein und Georgii 1982). Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Gefrierkern- und der Aerosolsolkonzentration konnte nicht erkannt werden, doch läßt besonders der Konzentrationsverlauf im Sommer den Schluß auf nahe Quellen der Gefrierkerne zu.

Ermöglicht wurden diese Messungen durch die Unterstützung des Kur- und Verkehrsvereins St.Moritz, der Bäderkommission und dem Gemeindepräsidium der Gemeinde St. Moritz.

LITERATUR

BIDER, M.; VERZÂR, F: Ergebnisse mehrmehrjähriger kontinuierlicher Registrierungen der Zahl der atmosphärischen Kondensationskerne in St. Moritz. Geofisica pura e applicata 36 (1957), 110-117

GEORGII,H.-W.; WEBER, E.: Luftchemische Untersuchungen in den Alpen. Zentralblatt für biologische Aerosolforschung 10 (1962), 97-105

GEORGII, H.-W.; PERSEKE,C.;ROHBOCK,E.: Feststellung der Deposition von sauren und langzeitwirksamen Luftverunreinigungen aus Belastungsgebieten. Datenband Juli 1979 bis Sep 1980 des Forschungsprojektes Nr. 104 02 600. Luftverunreinigung des Umweltbundesamtes, Jan 1981

JAENICKE, R.: Größenverteilung und chemische Zusammensetzung des troposphärischen Aerosols. Promet 5.Jg, H.3 (1975) 26-29

KLOCKOW, D.; DENZINGER, H.; RÖNICKE,G.: Anwendung der stöchiometrischen Bestimmung von atmosphärischem Sulfat und Chlorid in "background"-Luft. Chemie Ing. Techn. 46 (1974),831

STEIN, D.; GEORGII, H.-W: Investigation on the saturation-spectra of ice-nuclei. Erscheint in Idöjaras (1982)

VERZÂR, F.: Kondensationskernzähler mit automatischer Registrierung. Arch. Met. Geophys. Bioklim. A5 (1953),372-376

VERZÂR, F.: Kontinuierliche Zählung von atmosphärischen Kondensationskernen in St. Moritz. Geofisica pura e applica 29 (1954),178

Titel : KALTLUFTFLUSS DER ALPEN BIS LANDSBERG (LECH) WIRKSAM?

Autor : Schulze-Neuhoff, Hubertus

Institut: Amt für Wehrgeophysik

Zusammenfassung:
Allgemeine Regel ist, daß sich in gradientschwachen wolkenarmen Nächten die Sicht gegen Sonnenuntergang bis Sonnenaufgang zunehmend verschlechtert. Fallbeispiele des Winters 1981/82 zeigen für Landsberg als repräsentativer Station das Gegenteil bei Winddrehung von Nord auf Süd.

Summary: Generally the visibility will be reduced from sunset to sunrise due to slack pressure gradient and radiation. Studies in Winter 1981/82 show that over the alpean foothills the visibility will rapidly improve during nighttime due to wind direction changing from north to south.

Die Wetterlagen bei diesen Fallstudien (17. - 22. Jan., 4. - 6. und 11. - 13. Feb. 1982) bestehen aus einem Hoch über Osteuropa mit südlicher schwacher Gradientströmung am Westrand. Es bildet sich dann gewöhnlich Luv-Nebel (Schulze-Neuhoff 1977, S. 37) im Donautal im Stau der Schwäbischen Alb, der sich tagsüber nach Süden ausweitet (Fröstl 1979, S.39-41). Abb. 1a/b (Tabellen) zeigt an zwei Fallbeispielen die Sichtbesserung nach Sonnenuntergang und die Sichtverschlechterung am Tag.

Vorraussetzung für diesen Wechsel zwischen Süd- und Nordkomponente des Windes ist, daß die Obergrenze der Bodeninversion unterhalb der Station Landsberg/L liegt. Ab 13. Feb., 00z baute sich z.B. eine so mächtige feuchte Grundschicht auf (Abb. 2 a/b), daß der Nebel/Hochnebel bis 20.02., 12z in Landsberg und Umgebung bestehen blieb. Abb. 2 b zeigt zusätzlich, wie sich bei allgemeiner Erwärmung vom 16. - 18.02. eine Absinkinversion nach unten durchsetzte, bei gleichzeitiger Abnahme der Mächtigkeit der feuchten Grundschicht.

Abb. 3 a/b zeigen, wie man sich an einem Modell die Zirkulation verdeutlichen kann.

Folgende 11 Faktoren spielen bei den Fallstudien eine Rolle:

1. Gradientwind
2. Kaltluftfluß von den Alpen 3. Fröstl'scher Nebelwind
4. Nebelwalze am Vorderrand (durch Vermischung/Übersättigung), während im Gebiet dahinter durch Divergenz leichte Sichtbesserung eintritt (Fröstl)
5. Luvnebel
6. Luvseitiges Anwachsen des Nebels durch Kompression, die zu verstärkter Kondensation/Koagulation führt
7. Höhe der Bodeninversion
8. Ausstrahlung bei wolkenarmen Himmel
9. Jahreszeit
10. Strömung vom theoretisch kaltem wolkenlosem Ausstrahlungsgebiet zum wärmeren ausstrahlungsbehinderten Nebelgebiet. Vernachlässigbar, da es im Nebel fast immer kälter bleibt als in der Umgebung
11. Emissionsquellen spielen bei diesen schwachgradientigen Hochdrucklagen noch eine wichtige Rolle, z.B. Münchener Emissionsdunst bei Ostwind bis Landsberg/Lechfeld (Krames 1981, S. 16-19).

Die dominierende Rolle in der Nacht spielt der überlagerte Gradientwind, der tagsüber durch den Fröstl'schen Nebelwind aus Nord am Boden ersetzt wird. Am Abend setzt sich dann der Gradientwind aus Süd wieder bis zum Boden durch. Der Kaltluftfluß spielt also keine große Rolle, womit die im Titel gestellte Frage beantwortet ist.

Abb. 1 a:

2. Fall Sicht/Wind in EDSA vom 04.02.82, 1200Z bis 06.02.82, 0700Z

Wetterlage: Hoch Osteuropa, Sky CLEAR, schwache Südströmung an der Ostflanke

SR EDSA am 06.02. um 0638Z, SS um 1624Z

Zeit (Z):	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11
VV (Km) :	4.0	3.0	2.0	2.0	2.0	1.8	2.0	2.5	3.0	2.5	2.0	1.2	1.0	1.0	?	4.0	4.0	5.0	7	10	10	10	10	10
dd :	NE	NE	NE	NE	NE	NE	NE	NE	C	C	C	C	C	C	?	S	S	S	S	S	S	C	C	C
VV (Km) :	10	3.5	2.5	1.6	1.6	1.4	1.2	2.0	4.0	4.0	5	5	8	10	10	10	10	10	10	Frontannäherung				
dd:	N	N	N	N	NE	C	S	S	S	S	S	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	Wolken, Wind				

Abb. 1 b:

3. Fall 11. - 13. Febr. 82 Luvnebel von Neuburg bis Passau am 12. Febr., SR am 13.02. um 0627Z in EDSA, SS um 1636Z

Sicht/Wind in EDSA

Zeit (Z):	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	
VV (Km) :	10	10	10	10	10	9	9	8	8	8	8	8	8	10	10	10	10	10	10	9	9	9	9	10	11./12. 02.82
dd :	C	NE	NE	NE	NE	NE	C	C	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SW	C	
VV (Km) :	10	10	10	10	9	7	7	6	6	6	3.0	2.5	1.0	?	0.5	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	12./13. 02.82
dd:	N	NE	NE	NE	NE	NE	E	E	E	E	NE	NE	NE	?	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	

Nebel/Hochnebel vom 13.02., 00Z bis 20.02., 12Z!

Die Windgeschwindigkeiten liegen beim thermischen Wind am Tage und dem nächtlichen Gradientwind meist nur bei 03 - 05 Knoten.

Fröstl, H. : Objektive Vorhersagemethoden und -hilfen für das Alpenvorland
Fachl. Mitteilungen Nr. 192 (1979), S. 39 - 41

Krames, K. : Auswirkungen von Emissionen auf die Flugsicht
Promet 4/1981, S. 16 - 19

Schulze-Neuhoff, H.: Lokale Witterungsphänomene, u.a. Luvnebel am Teutoburger Wald
Wetter und Leben 29 (1977), S. 35 - 38

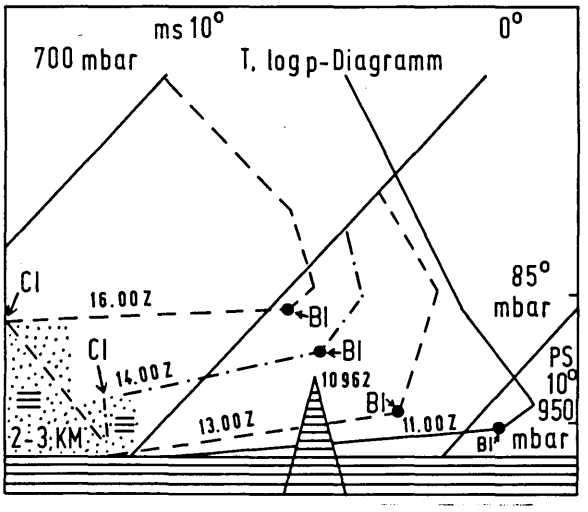


Abb. 2 a: Temperaturverlauf vom 11. - 16. Febr. 1982, jeweils 00Z über München. Obergrenze der Bodeninversion (BI) von etwa 950 mbar auf etwa 850 mbar (4 000 ft GND) ansteigend.
CI = Untergr. der Bodeninversion = OGR des NEBEL/HOCHNEBEL mit feuchtad. Schichtung am 16., 00Z bis zum Boden.

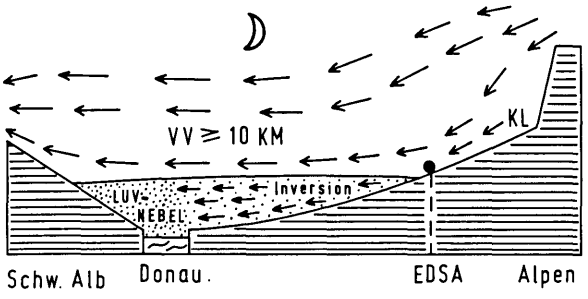


Abb. 3a: Situation nachts
KL = Kaltluftfluß

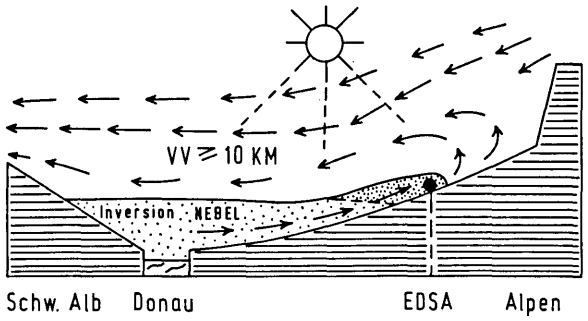


Abb. 3b: Situation am Vormittag
Modell der Zirkulation (Gradientwind, therm. Wind) bei Nebel-Inversionslage im Alpenvorland

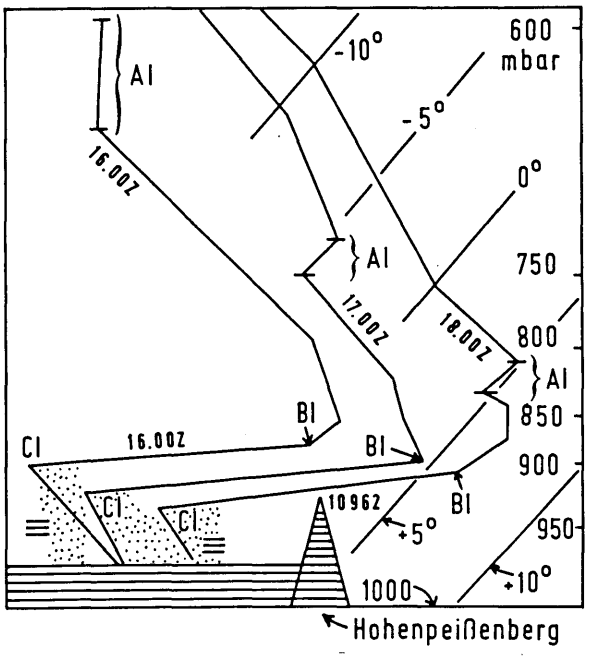


Abb. 2 b: Temperaturverlauf 16.02. 00Z - 18.02. 00Z (1982), Radiosondenst. München
AI = Absinkinversion
BI = Bodeninversion, Obergrenze
CI = Bodeninversion, Untergrenze = Obergrenze der feuchten Grundschicht (des Nebels)
Bei allgem. Erwärmung Absinkinversion von etwa 600 auf 800-850 mbar absinkend.

BESTIMMUNG LOKALER TRANSPORT- UND DEPOSITIONSRATEN IN DER ABL

G. Kramm und F. Herbert

Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Frankfurt/M

Transport- und Depositionsphänomene in der atmosphärischen Grenzschicht (ABL) hängen wesentlich von der Wirkung der sehr intensiven turbulenten Durchmischung innerhalb dieser Luftschicht ab. An vielen Stellen werden heutzutage Messungen der verschiedenen Flüsse sowie von Depositionsgeschwindigkeiten mit modernen, empfindlichen Instrumenten und unter Zuhilfenahme von Datenverarbeitungsanlagen durchgeführt. Ein völlig anderer(und weitaus billigerer)Weg zur Bestimmung von Flüssen und Depositionsgeschwindigkeiten ist mit dem Einsatz von mathematischen Simulationsmodellen der ABL gangbar. Dabei werden nur Messungen der Mittelwerte der Transporteigenschaften benötigt. Solche Modelle gestatten insbesondere, die Auswirkungen der verschiedenen externen und internen Einflüsse auf den Zustand und die Umweltaktivität der ABL genauer zu untersuchen. Die ganze Problematik bei dieser Methode steckt(abgesehen von der numerischen Lösung der Differentialgleichgn.) in der geeigneten Bestimmung turbulenter Diffusionskoeffizienten sowie der Vorgabe geeigneter externer Bedingungen.

Für gezielte Untersuchungen der ABL unter mittleren(repräsentativen)Bedingungen haben sich insbesondere diagnostische Modelle als sehr erfolgreich erwiesen. Wir betrachten ein 1-dimensionales, stationäres Randwertmodell der ABL unter diabatischen, baroklinen Bedingungen. Dieser Modelltyp wird vorwiegend zur Untersuchung von mechanischen Effekten unter sehr vereinfachenden thermodynamischen Annahmen angewandt, so beispielsweise von ESTOQUE(1973). In Erweiterung zu dessen Modellversion verwenden wir für die thermische Energie eine Bilanzgleichung, die latente Effekte durch den Einfluß des turbulenten Wasserdampftransports einschließt, sowie eine Fremdstoffbilanzgleichung der Struktur

$$\frac{\partial F_c}{\partial z} + P - A = 0 \qquad (1)$$

womit chemisch reaktionsfähige Spuren- oder Schadgase in der ABL berücksichtigt werden. In(1)ist F_c der turbulente Vertikalfluß, P die chemische Produktionsrate und A die chemische Abbaurate des Gases. A wird analytisch durch einen (homogenen)Reaktionsansatz 1.Ordnung ausgedrückt,

$$A = a\,c \qquad (2)$$

worin c die Konzentration und a eine empirische Konstante ist.

Die Fähigkeit der Atmosphäre, Fremdstoffbeimengungen durch trockene Deposition(und Sedimentation)zu eliminieren, liefert Depositionsgeschwindigkeiten DV_c, die vom Widerstandsverhalten der ABL sowie der Fremdstoffverteilung abhängen. Zur Berechnung von DV_c verwenden wir nach HERBERT & KRAMM (1982) den generell gültigen Ausdruck

$$DV_c(z) = - K_h \frac{\partial \ln(c)}{\partial z} \qquad (3)$$

sowie die constant flux-Beziehung

$$DV_c(z) = \frac{c_1 - c_2}{r\,c(z)} \qquad (4)$$

mit $r = \int_{z_1}^{z_2} K_h^{-1}\,dz$ = Schichtwiderstand,

die insbesondere im Fall $c(z_1)=c_1$, wobei $z_1 \sim$ Bodenniveau, ihre praktische Bedeutung besitzt.

Bei numerischen Berechnungen werden 'Thermische Stabilität'und'Thermischer Wind'als externe Eingangsparameter höhenkonstant vorgegeben. Für die turbulenten Flüsse nehmen wir Gradientbeziehungen im Sinne der K-Theorie an mit den folgenden Ansätzen für die Eddy-Diffusionskoeffizienten K_m(Impuls), K_h(Wärme), K_q(Feuchte) und K_c(Fremdstoffkonzentration):

$$K_m = l^2 \left|\frac{\partial \vec{v}}{\partial z}\right| (1-Ri)^{\frac{1}{2}} \qquad (5)$$

$$K_h = K_m \qquad \text{für } Ri > 0 \qquad (6)$$

$$K_h = l_n^{-1} \left|\frac{\partial \vec{v}}{\partial z}\right|^{-\frac{1}{2}} K_m^{\frac{3}{2}} \quad \text{für } Ri < 0 \qquad (7)$$

$$K_q = K_h \;, \quad K_c = K_q \qquad (8)$$

Zur Praktizierbarkeit von (5)-(8) verwenden wir die Schließungsbedingung:

$$l = l_n \phi(Ri) \qquad (9)$$

mit

$$\phi(Ri) = \begin{cases} \left\{\frac{(1-5Ri)^4}{1-Ri}\right\}^{\frac{1}{4}}, & 0<Ri<Ri_{cr} \\ 1, & Ri=0 \\ \left\{\frac{1-16Ri}{1-Ri}\right\}^{\frac{1}{4}}, & Ri_{fc}<Ri<0 \\ 1.78\,|Ri|^{\frac{1}{12}}, & Ri<Ri_{fc} \end{cases} \qquad (10)$$

Diese Gleichungen enthalten die übliche Notation, speziell ist l=Mischungsweg,

l_n=Mischungsweg bei neutralem Gleichgewicht, Ri=Richardson-Zahl und κ = von Kármán-Konstante (=0.4). Zum Vergleich werden außerdem die K-Ansätze nach WU (1965) und ESTOQUE (1973) betrachtet.

Die Modellgleichungen werden mit dem 'Einfach - Schießverfahren'gelöst, wobei Runge-Kutta-Versionen als Integrationsverfahren benutzt werden. Um mit einem äquidistanten Gitterabstand arbeiten zu können, werden alle Gleichungen mit Hilfe von

$$\zeta = \kappa^{-1}\left\{\ln\frac{z}{z_0} + \frac{\kappa}{\lambda_n}(z-z_0)\right\} \qquad (11)$$

auf die Koordinate ζ transformiert (TAYLOR & DELAGE,1971); λ_n=max.neutraler Mischungsweg.

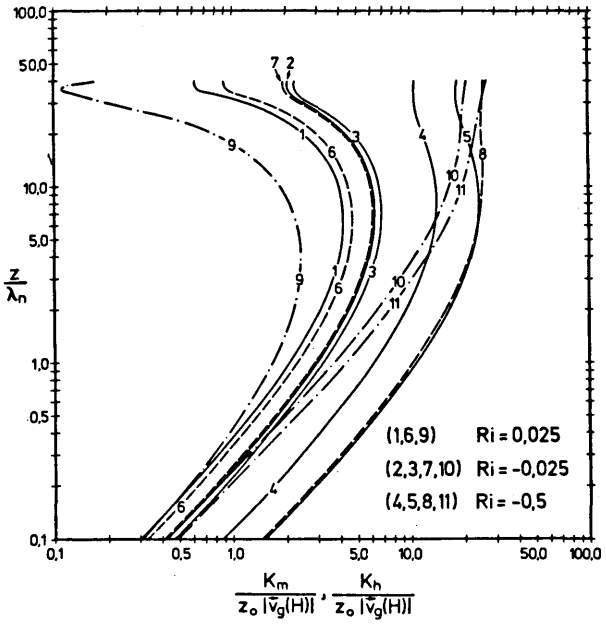


Abb.1: Vertikalprofile der dimensionslosen Diffusionskoeffizienten K_m und K_h (Kurven 3+5 für Ri<0) als Funktionen verschiedener Richardson-Zahlen bei barotropen Bedingungen
——— berechnet nach Gl.(5) und (7)
– – – – – K-Ansatz nach ESTOQUE (1973)
— · — K-Ansatz nach WU (1965)

Zur Berechnung des geostrophischen Windes wird die Beziehung

$$\vec{v}_g(z) = \vec{v}_g(z_0) + \vec{A}(z-z_0) \qquad (12)$$

verwendet; für Vergleichsrechnungen zur Bewertung der verschiedenen K-Ansätze werden barotrope Verhältnisse, $|\vec{A}|=0$, angenommen. Um den Einfluß der Baroklinität zu untersuchen, wird die Richtung des thermischen Windes (bei gleichem Betrag) um jeweils 90^0 variiert. Die Fremdstoffberechnungen werden für Ammoniak (NH_3) durchgeführt, wobei nach LENHARD (1977) die Reaktionskonstante a = 2 %/h sowie die Randwerte c_0 = 5.20 µg/m³ und c_H = 1.73 µg/m³ verwendet werden. Diese Daten sind für Sommermonate charakteristisch. Die übrigen Randbedingungen werden wie folgt vorgegeben:

$z = z_0$ = 0.1 m (Rauhigkeitshöhe):
$u_g(z_0)$ = 10 m/s, $v_g(z_0)$=0, u_0=v_0=0
θ_0 = 293 K, q_0 = 7.0 g/kg

$z = z_H$ = 1000 m (Höhe der ABL):

u_H=u_g(H), v_H=v_g(H), q_H=4.5g/kg(Feuchte)

$$\theta_H = \begin{cases} 296\ K & \text{für } Ri>0 \\ 293\ K & \text{für } Ri=0 \\ 290\ K & \text{für } Ri<0 \end{cases}$$

Ergebnisse aus Testrechnungen für die turbulenten Diffusionskoeffizienten und die Schubspannungsgeschwindigkeit bei variabler thermischer Schichtung und Baroklinität sowie die Berechnung typischer Windhodographen sind in Abb.1-3 dargestellt. Neben den offensichtlichen, zum Teil erheblichen Abweichungen in und durch die verschiedenen K-Profile ist hierbei besonders hervorzuheben, daß das Vertikalprofil der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* (Fall II, Abb.2) ein ausgeprägtes'absolutes'Minimum besitzt, das mit einem'relativen'Minimum im Profil des Impulsaustauschkoeffizienten K_m gekoppelt ist. Lage und Betrag beider Minima hängen vom Betrag des thermischen Windes und von der thermischen Stabilität ab, im Einklang mit WIPPERMANN & YORDANOV (1972).

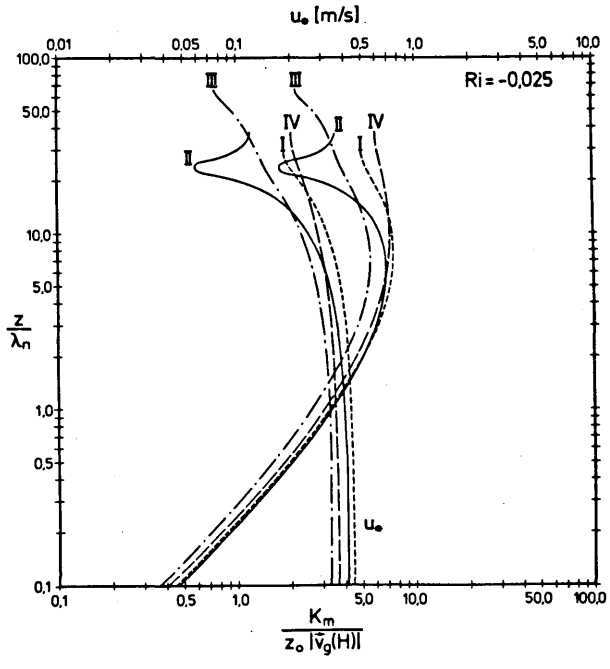


Abb.2: Vertikalprofile von u_* und $K_m/(z_0|\vec{v}_g(H)|)$ in Abhängigkeit von der Richtung des thermischen Windes bei schwach instabiler Schichtung (Fälle I - IV entsprechend Abb.3)

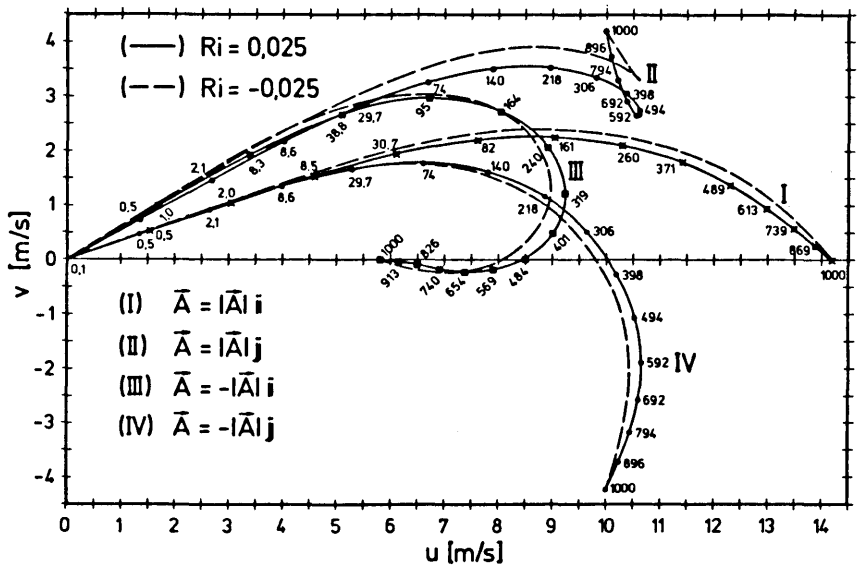


Abb.3: Windhodographen in Abhängigkeit von der Richtung des thermischen Windes für schwach stabile und labile Schichtung

Abb.4: Depositionsgeschwindigkeiten von NH_3:
(a) in Abhängigkeit von Ri bei barotropen Bedingungen, mit chem. Abbaurate (——), ohne chem. Abbaurate (– – –),
(b) in Abhängigkeit von der therm. Windrichtung bei schwach labiler Schichtung

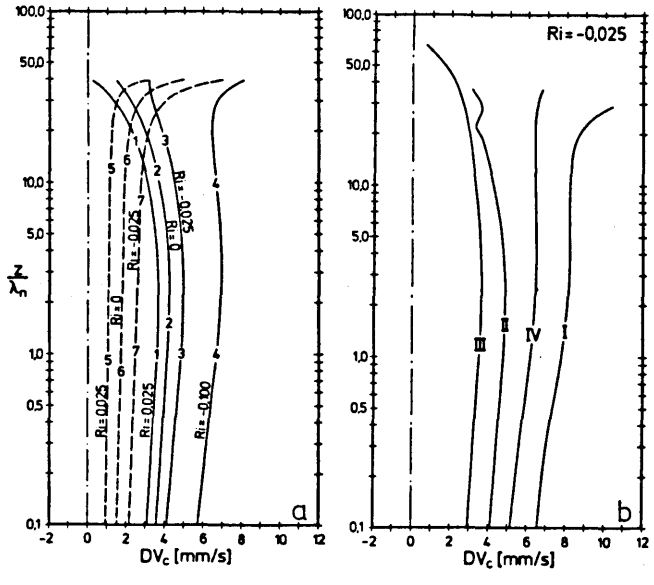


Abb.4a zeigt berechnete NH_3-Depositionsgeschwindigkeiten im barotropen Fall bei unterschiedlichen Stabilitätsbedingungen und unter dem Einfluß einer chemischen Abbaurate nach Gl.(2) mit a=2%/h. Offenbar bewirken chemische Prozesse in der ABL generell höhere DV_c-Werte in Bodennähe. Dies ist durch das Gleichgewicht zwischen Vertikaltransport- und dem chemischen Abbaueffekt begründet.

Den Einfluß von Baroklinitätseffekten auf das Vertikalprofil von DV_c (mit Berücksichtigung einer chemischen Abbaurate) verdeutlicht Abb.4b. Im Vergleich zum barotropen Fall macht sich dabei die Wirkung des thermischen Windes wie eine Änderung der thermischen Stabilität bemerkbar. Beispielsweise ergeben sich in Fall I und IV bei einer thermischen Instabilität von Ri=-0.025 unter dem angenommenen Einfluß des thermischen Windes (vgl.Abb.3) ähnliche und sogar größere Depositionsgeschwindigkeiten als bei wesentlich größerer thermischer Instabilität Ri=-0.100 und barotropen Bedingungen. In Fall II und III hingegen ergeben sich bei gleicher Instabilität Ri=-0.025 unter dem angenommenen Einfluß des thermischen Windes (vgl.Abb.3) kleinere DV_c-Werte als im barotropen Fall. In Fall II ist der charakteristische Effekt durch die Minima in den Profilen von u_* und K_m auf das Profil von DV_c zwar deutlich erkennbar, jedoch für das Gesamtverhalten von DV_c von kaum nennenswerter Bedeutung.

LITERATUR

ESTOQUE, M. A.: Numerical modeling of the planetary boundary layer. Workshop on micrometeorology. Amer. Meteor. Soc. 1973

HERBERT, F.; KRAMM, G.: Eddy transfer parameters of trace constituents in the ABL. Proceedings of the SFB-73 colloquium 1981. Vieweg 1982

LENHARD, U.: Messungen von Ammoniak in der unteren Troposphäre und Untersuchungen der NH_3-Quellstärken von Böden. Inst. Meteor. u. Geophys., Universität Frankfurt a. M., 1977

TAYLOR, P. A.; DELAGE, Y.: A note of finite-difference schemes for the surface and planetary boundary layers. Boundary-Layer Meteorology 2 (1971), S. 108 - 121.

WIPPERMANN, F.; YORDANOV, D.: Layers with a reduced viscosity caused by baroclinicity. Beitr. Phys. Atmosph. 45 (1972), S. 267 - 275.

WU, S.: A study of heat transfer coefficients in the lowest 400 meters of the atmosphere. J. Geophys. Res. 70 (1965) Nr. 8, S. 1801 - 1807.

UNTERSUCHUNG DER ZIRKULATION IM INNTAL MIT HILFE EINES LIDARGERÄTES VOM FLUGZEUG AUS

Wolfgang Renger, Peter Mörl, Rolf Schellhase
DFVLR, Institut für Physik der Atmosphäre

Das DFVLR Lidar Alex F1 ist ein konventionelles Aerosollidar, bestehend aus einem Nd YAG Impulslaser und einem Teleskop mit Detektor und enstprechender Elektronik zum Nachweis der zurückgestreuten Strahlung. Da der Laserimpuls sehr kurz (20 ns) ist, und sich die Zeit zwischend dem Aussenden des Lichtpulses und der Ankunft des gestreuten Lichts sehr genau messen läßt, kann der Abstand zwischen Lidar und streuendem Medium, sehr genau bestimmt werden.

Die Stärke der zurückgestreuten Strahlung ist von der Aerosolkonzentration abhängig.In der Regel unterscheiden sich unterschiedliche Luftmassen durch veränderte Aerosolkonzentration. Hierdurch werden Zirkulationen und Kanalisierungseffekte sichtbar.
Die Vertikalauflösung kann in weiten Grenzen variiert werden. Die maximale Vertikalauflösung liegt bei 3m, die dabei maximal erfaßbare Schichtdicke beträgt 3 km. Reduziert man die Auflösung auf den doppelten Wert, nämlich 6 m, so liegt die erfaßbare Schichtdicke bei 6 km. Diese Begrenzung hat rein datentechnische Gründe.
Die horizontale Auflösung des Systems ist gegeben durch die minimale Fluggeschwindigkeit des Flugzeugs einerseits und die höchstmögliche Schußfolge des Systems andrerseits. Bei einer Fluggeschwindigkeit von 100 m/sec und einer wieder durch die maximale Datenrate bestimmte Repetitionsrate von 5 Hz ergibt sich eine typische Horizontalauflösung von 20 m.
Während winterlicher Hochdrucklagen zeichnet sich das Inntal, eines der längsten Alpentäler, durch besonders geringen Austausch aus. Kalte Strahlungsnächte mit sehr tief liegender Inversion führen zu einer starken Anreicherung der untersten Schicht mit durch Hausbrand und Industrie erzeugtem Aerosol. Hierdurch wird diese Luft für das LIDAR sehr deutlich erkennbar markiert.

Wie anhand der Lidarauswertungen gezeigt wird,setzt unter dem Einfluß der Sonneneinstrahlung hauptsächlich an den Südhängen des Karwendel Thermik ein. Das führt zu einem Anheben der Sperrschicht und zu einem Hochgleiten am Hang. Ein im Laufe des Tages einsetzender sehr schwacher Talwind führt zusätzlich zu einer Verlagerung der stärker verschmutzten Luft nach Westen. Doch wird diese Bewegung bereits kurz hinter Zirl, wo das Inntal enger wird, deutlich gebremst. Nur ein kleinerer Teil der aerosolhaltigen Luftmasse wird angehoben und ist deshalb in der Lage, weiter nach Westen vorzudringen. Für die Nachtzeit ist mit einer entgegengesetzt wirkenden Bewegung zu rechnen d.h. Absinken und schwacher westlicher Wind, der die Dunstglokke wieder talabwärts treibt.
Dies kann während stabiler Hochdrucklagen zu einer von Tag zu Tag steigenden Aerosolkonzentration im mittleren Inntal führen.

Nach ersten Testergebnissen, die hier präsentiert werden, ist für Winter 82/83 in Zusammenarbeit mit der Austrian Solar and Space Agency (ASSA), insbesondere aber mit dem Meteorologischen Institut der Universität Innsbruck eine Meßkampagne zur genaueren Untersuchung der geschilderten Vorgänge, geplant.

LITERATUR

RENGER, W.;MÖRL, P.; SCHELLHASE, R.: Monitoring of Plume Dispersion by Airborne Lidar ALEX F1. 10 th ILRC 1980, Silver Spring MD, S. 28

MÖRL, P.; REINHARDT, M.E.; RENGER, W.; SCHELLHASE, R.: The Use of the Airborne Lidar System "ALEX F1" for Aerosol Tracing in the Lower Troposphere. Beitr. Phys. Atmosph. Vol 54 (1981) S. 403 - 410.

ALPENKLIMATOLOGIE - EIN STATUSBERICHT

Konrad Cehak
Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien und
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Österreich

Während für den Fragenkomplex der Gebirgsmeteorologie ein umfassender Überblick über das Erreichte durch SMITH (1979) gegeben worden war, fehlt ein solcher für die Gebirgsklimatologie noch und kann in kurzer Weise auch hier nicht gegeben werden.

Die heute verwendeten erweiterten Definitionen des Begriffes "Klima" (NOAA 1980) führen auch bei Betrachtung der Gebirgsklimatologie zum Einbezug von Arbeiten, die aus dem Arbeitsbereich der klassischen Klimatologie zum Teil weit wegführen, zum Teil aber Übergänge zwischen den unterschiedlichen Betrachtungsweisen darstellen.

Die klassische Klimatologie brachte sehr viele wertvolle Beschreibungen der nationalen Anteile der Alpen im Hinblick auf die meisten Klimaelemente, wobei viele Klimakarten die Einflüsse der Alpen auf die Verteilung dieser Elemente klar aufzeigen. Es ist sehr bedauerlich, daß es bislang keine großräumige Darstellung über die Landesgrenzen hinaus für die klimatischen Kenntnisse des Alpenraumes gibt. In einzelnen Bearbeitungen, die über Landesgrenzen hinweggehen (z.B. FLIRI 1975), werden die Schwierigkeiten, die einer derartigen Bemühung im Wege stehen, wie ungleiche Bezugsperioden der nationalen Tabellen- und Kartenwerke, offenbar. Im Gegensatz zum Fehlen übernationaler Klimabearbeitungen finden sich verhältnismäßig viele Monographien über einzelne Bergstationen, z.B. STEINHAUSER (1935), HAUER (1950), GRUNOW (1957).

Zeitlich die erste große Ausweitung der klassischen Klimatologie war die dynamische Klimatologie, die im Alpenraum vor allem durch die große Aufmerksamkeit, die man der Aufspaltung des Klimas in seine Bausteine, ursächlich verknüpfte mehrtägige Witterungstypen, die sog. Großwetterlagen, widmete, wirksam wurde. Diese Betrachtungsweise steht zwischen Klimatologie und Synoptischer Meteorologie, sie soll das Klima erklären und dem Synoptiker bei seinen Lokalprognosen helfen, wie dies in der Gegenwart durch die verschiedenen Ansätze der Model-Output-Statistics Systeme weitergeführt wird. Während in den früheren ITAMs verhältnismäßig viel Raum der Beschäftigung mit den Großwetterlagen gewidmet war und es viele Publikationen auf diesem Gebiet gab, ist es mit wenigen Ausnahmen jetzt etwas stiller geworden, obwohl man es nun mit Anwendung von Großrechenanlagen leicht hätte, Großwetterlagen in objektiver Weise zu definieren und täglich zu berechnen (KIRCHHOFER 1971).

Die Möglichkeiten der Großrechenanlagen dienten auch dem Zweig der Topoklimatologie, vor allem im Hinblick auf ihre praktische Anwendung für die Zwecke der Regionalplanung (ENDERS 1979). Nirgends tritt der topographische Einfluß auf das Klima besser hervor als im Gebirge, aber gerade die Vielfalt der topographischen Einwirkungen macht die reine Beobachtung in für die Anwendung hinreichendem Ausmaß unmöglich. Mittels physikalischer Modelle, die am Computer ausgewertet werden können, kann man bekannte Gesetzmäßigkeiten dazu aus-

nutzen, die Beobachtungslücken zu überbrücken und so wenigstens ebenso verläßliche Aussagen treffen zu können wie mit einem umfangreicheren Beobachtungsmaterial. Wegen der Kenntnis der zugrunde liegenden physikalischen Gesetzmäßigkeiten ist es in diesem Fall sogar leichter, Fehlerabschätzungen und Schätzintervalle für die wahren Klimaelemente aus den Beobachtungsstichproben anzugeben, als man dies aus Beobachtungen allein hätte machen können.

Die theoretische Topoklimatologie stellt schon eine Art der Klimamodelle dar, denen gegenwärtig ein Großteil der klimatologischen Forschungsarbeit gewidmet ist und die auch im Mittelpunkt eines Teiles des Weltklimaprogrammes der WMO stehen.

Obwohl schon bald nach dem Erscheinen der ersten Klimamodelle der Versuch gemacht worden war, die Orographie in ein Modell einzubauen (MINTZ 1965), wodurch es gelang, bestimmte Erscheinungen der allgemeinen Zirkulation zu simulieren und zu erklären, dauerte es ein Jahrzehnt, bis einigermaßen realistische Modelle mit Orographie eingesetzt werden konnten (MANABE 1974). Diese erbrachten dann auch weitgehende Verbesserungen in der Darstellung des irdischen Klimas, insbesondere im Hinblick auf die Niederschlagsverteilung oder die Energiefragen im Bereich der Westwindzone. Allerdings steht ein feinmaschigeres Modell des Alpenraumes selbst noch aus.

Da schon der Anstoß zur Beschäftigung mit Klimaänderungen im Alpenraum gegeben worden war, ist es nicht verwunderlich, daß auch heute viel auf diesem Sektor gearbeitet wird. Dazu hilft auch mit, daß es im Alpenraum nicht nur viele der längsten nicht unterbrochenen Beobachtungsreihen von einzelnen Klimaelementen gibt, sondern auch eine Fülle von Proxydaten zur Verfügung steht. Insbesondere ist hier auf die Untersuchungen der Veränderungen der Alpengletscher zu verweisen, die von manchen Instituten durchgeführt werden (ZUMBÜHL 1980, HOINKES 1959).

Die neueren Arbeiten über Klimaschwankungen lassen das Streben nach Absicherung der Aussagen durch einwandfreie statistische Testverfahren erkennen und auch die Aufstellung statistischer Modelle für die gefundenen Meßreihen. Diese Modelle stammen überwiegend aus der Theorie der Zeitreihen. Dabei werden über die Varianz-Spektrums-Analyse (SCHÖNWIESE 1980, LIPA 1981) Aussagen über Rhythmen im Klimaablauf versucht, welche im Alpenraum in gleicher Weise wie im übrigen Europa im Bereich kurzer Periodenlängen gefunden wurden. Auch Markov-Ketten-Modelle werden in zunehmendem Maß versucht (SNEYERS 1978, CEHAK und WITHALM 1980, CEHAK im Druck), da hier wie bei der Varianz-Spektrum-Analyse eine wenn auch bescheidene Hoffnung besteht, Prognosen über längere Zeiträume machen zu können, was jedoch im Alpenraum bisher zu keinen vielversprechenden Erfolgen führte.

Viele langjährige Beobachtungsreihen wurden nach den auffälligen Temperaturtrendänderungen um 1945 mit besonderer Aufmerksamkeit weitergeführt und die Signifikanz dieser Trendänderung geprüft, wobei neben der Temperatur auch andere Elemente aufgegriffen wurden. Die Ergebnisse differierten sehr nach Element und Gebiet (STEINHAUSER 1976, CEHAK 1977), wobei besonders der Niederschlag uneinheitliche Ergebnisse zeitigte.

Die Frage der Ersatzenergien gab der Strahlungs- und Windklimaforschung neue Impulse. Das Fehlen dichter Beobachtungsnetze und die besondere topographische Abhängigkeit der beiden Elemente führten zwangsläufig wie auch bei anderen Planungsunterlagen zur Suche nach mathematisch-physikalischen Modellen mit günstigen stati-

stischen Eigenschaften, sodaß es möglich wurde, hinreichende Aussagen über die Verteilung der Globalstrahlung in den Alpen zu geben, wobei die Neigung der Auffangflächen und die Eigenschaften des Lokalklimas mit berücksichtigt werden können (VALKO 1975, 1978, BRUCK 1982). Ähnliches kann man leider noch nicht in bezug auf die Windverteilung aussagen, diesbezüglich gibt es Ansätze, doch noch keine richtige Windkraftklimatologie (MÜLLI 1980, DOBESCH 1981) wie z.B. in Schweden.

In Analogie zu den Background-Stationen der WMO für Forschungszwecke auf dem Gebiet der Luftgüte wird eine Ausweitung der sog. Referenzstationen, die von der CCAM geplant wurden, zu Klima-Background-Stationen vorgeschlagen, Paare von langjährig beobachtenden Stationen in unterschiedlicher Umgebung, z.B. eine Bergstation und eine nahegelegene Tieflandstation oder zwei Stationen außerhalb der Alpen, von denen die eine nicht durch Industrie und Stadtwachstum beeinflußte Beobachtungen aufweist (CCAM-VIII Doc.34 1982). Es wird auch vorgeschlagen, die Beobachtungen an diesen Stationen durch luftchemische, z.B. Ozon, SO_2, und solche der Luftgüte, z.B. durch einen Emissionskataster, zu ergänzen.

Die Bemühungen im ALPEX haben gezeigt, daß durch einige zusätzliche Radiosondenaufstiege im Zentrum der Alpen noch viele neue Erkenntnisse über die Meteorologie des Luftraumes über den Alpen gewonnen werden können. Klimatologisch fehlt noch mehr an Beobachtungsergebnissen über die freie Atmosphäre über den Alpen. Es wäre gut, eine Möglichkeit zu finden, die alpinen Radiosondenaufstiege vielleicht in Form von "Alpentagen" einige Male pro Jahr weiterführen zu können, damit der Klimatologie der freien Atmosphäre gedient werden könnte. Dies wäre gleichzeitig ein Beitrag der Alpenländer zum WCDP.

LITERATUR:

BRUCK, M., HAMMER, N. u. NEUWIRTH, F.: Meteorologische Daten und Berechnungsverfahren. ASSA u. ZAf MuG Wien 1982.

CCAM-VIII Doc. 34.: Proposal for the Introduction of Climatological Background-Stations for the Aims of the World Climate Programme. Submitted by Austria. Washington 1982.

CEHAK, K.: Über die statistische Sicherung der jüngsten Schwankungen des Klimas in Österreich. Arch.Met. Geoph.Biokl., B 25, 209-219 (1977).

CEHAK, K.u. WITHALM, J.: Über die Gültigkeit eines Markow-Ketten-Modells für Niederschlagsperioden im Hochgebirge. Met.Rd. 33, 148-155 (1980).

CEHAK, K.: A Markov-Chain Model for Winterstrength in the Upper Danube Region. Climatic Change. Im Druck.

DOBESCH, H.: Die Bestimmung des Windenergiepotentials einer Region mittels Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktionen der Windgeschwindigkeit. Arch.Met.Geoph.Biokl. A 30, 355-368 (1981).

ENDERS, G.: Theoretische Topoklimatologie. Forschungsbericht 1/1979, Nationalpark Berchtesgaden. München 1979.

FLIRI, F.: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Verlag Wagner, Innsbruck 1975.

GRUNOW, J., GREBE, H. u.HEIGEL, K.: Das Observatorium Hohenpeißenberg 1781 - 1955. Ber. DWD 36 (1957).

HAUER, H.: Klima und Wetter der Zugspitze. Ber. DWD 16 (1950).

HOINKES, H.: Das glazial-meteorologische Forschungsprogramm in den Ötztaler Alpen. Ber. DWD 54, 8 (1959).

KIRCHHOFER, W.: Abgrenzung von Wetterlagen im zentralen Alpenraum. Veröff. d.Schweiz.Met.Zentralanst.Nr. 23 (1971).

LIPA, W.: Untersuchung von gleichzeitigen Periodizitäten und des Zeitreihenaufbaues von langjährigen Temperatur- und Niederschlagsreihen. Diss. Wien 1981.

MANABE, S. and TERPSTRA, T.B.: The Effects of Mountains on the General Circulation of the Atmosphere as Identified by Numerical Experiments. J. Atm.Sci. 31,3-42 (1974).

MINTZ, Y: Very Long-term Global Integration of the Primitive Equations of Atmospheric Motion. WMO Technical Note No. 66, 141-167 (1965).

MÜLLI, R.: Einmal in 50 bzw. 100 Jahren zu erwartende maximale Windgeschwindigkeiten für einige Meßstationen der Schweiz. Schweiz. Met.Zentr.Anst. 1980.

NOAA: National Climate Program. US Dept. of Commerce 1980.

SCHÖNWIESE, C.D.: Regionale Zuordnung der spektralen Varianz langer europäischer Temperaturreihen und Anwendung in einem statistisch-prognostischen Filtermodell für das Alpenvorland. Met. Rd. 33, 167-174 (1980).

SMITH, R.B.: The Influence of Mountains on the Atmosphere. Advances in Geophysics, 21, 87-230 (1979).

SNEYERS, R.: Über die Anwendung von Markoffschen Ketten in der Klimatologie. Arb.d.ZAfMuG in Wien 31/32, 12.1 - 12.10 (1978).

STEINHAUSER, F.: Die Meteorologie des Sonnblicks, I. Wien 1935.

STEINHAUSER, F.: Die Änderung klimatischr Elemente in Österreich seit 1930 (Ergänzungen zu früheren Arbeiten über Klimaschwankungen in Österreich). 72.-73. Jahresber. des Sonnblick-Vereins für 1974-75, 11-32 (1976).

VALKO, P.: Meteoplan. Hallwag Verlag, Bern und Stuttgart 1975, 1978.

ZUMBÜHL, H. und MESSERLI, P.: Gletscherschwankungen und Temperaturverlauf, Beispiel einer Korrelationsanalyse von indirekten und direkten Klimazeugen am Beispiel der Grindelwaldgletscher und der 210 jährigen Basler Temperaturreihe. In: Oeschger, H. et al: Das Klima. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York 1980 161-174.

100 JAHRE Vb - WETTERLAGE

Friedrich Lauscher, Wien

Den Begriff "Zugstraßen" führte JACKSON (1874) in der Meteorologie ein. Er beschrieb die Zugstraßen der Tiefdruckgebilde über Nordamerika in den Jahren 1871 - 1873. LOOMIS (1876) gab eine erweiterte Bearbeitung für den Nordatlantik. Auf Europa wurde diese Methodik erstmals durch KÖPPEN (1877) angewendet, während sich HEGEMANN (1879), wie nochmals Loomis wieder mit dem Nordatlantik beschäftigte.

Köppen überließ dann das Thema der Zugstraßen in Europa seinem Mitarbeiter VAN BEBBER, der es von 1881 bis 1895 gründlich und mit nachhaltiger Wirkung bearbeitete. Die "Zugstraßen der Tiefdruckgebiete in Europa" nach van Bebber kennt bis heute jeder Meteorologe, insbesondere auch die für den Raum Adria bis Polen so wetterwirksame Bahn und Wetterlage Vb.

Freilich sind Zweifel an ihrer Benennung nicht erst in einer WMO - ALPEX - Schrift (1981) aufgetaucht, sondern bereits vor hundert Jahren von SERPIERI (1882) geäußert worden. Serpieri unterschied zwischen "Fusion", der Vereinigung einer im westlichen Mittelmeer bereits bestehenden mit einer vom Atlantik zuwandernden Zyklone und "Derivation", der Bildung einer Sekundärzyklone im Golf von Genua. Diese sei eigentlich eine Neubildung, von dort aus müßte eine neue Zugbahn benannt werden.

Diesen Gedankengang haben später vor allem RYKATSCHEV (1896) und KURRIK (1925) vertreten, während andere Autoren, insbesondere Vortragende auf den Tagungen für Karpaten - Meteorologie (1961 - 1981) wohl an der Zugstraße Vb festhielten, sie aber durch weiter östlich führende Nebenstraßen erweiterten.

Die Vb - Wetterlage ist eine synoptisch - klimatologische Realität. Es erscheint uns zweifelhaft, ob man sie umbenennen soll, etwa wie neuerdings wieder vorgeschlagen wurde, auf "Genua - Zyklone, nach Nordosten abdriftend". Schon JEDINA (1892) hat gezeigt, daß Leezyklonen sich nicht nur im Golf von Genua, sondern auch in der Poebene oder sogar erst in der oberen Adria bilden können. Überdies wird der Ausdruck "driftend" dem Wesen der sich ständig erneuernden Tiefdruckgebilde nicht gerecht. Zyklonen sind kein Treibholz, sondern Vorgänge mit vielgestaltigen Möglichkeiten des Ablaufs.

Besonders verdeutlicht wird dies in einem umfangreichen Werk des METEOROLOGICAL OFFICE LONDON (1962): Kaum die Hälfte der Depressionen des Mittelmeers folgt den Bahnen, die man versuchsweise generalisierend, wie etwa in der dortigen Fig. 1.6, aufstellen könnte. Vielfach gibt es Einbeziehung in andere Tiefdruckgebilde, retrograde Bewegungen, Auflösungen an Ort und Stelle u. dgl. mehr. Aber sogar das im allgemeinen vorherrschende Bild der "Genua - Zyklonen" läßt viele Möglichkeiten der Weiterentwicklung offen: 31% ziehen sogleich nach Südosten, 43% entwickeln sich zuerst in Richtung Oberitalien, bevor sie nach Südosten ziehen, weitere 8% bewegen sich zunächst in der zuletzt beschriebenen Weise, schwenken aber dann abrupt von Unteritalien über den Balkan zur Ukraine ab, und nur 18%, das sind im Mittel 11 pro Jahr finden Bedingungen vor, sich auf der Zugbahn Vb van Bebbers fortzuentwickeln.

WEHRY (1968) bezeichnet in einer gründlichen Untersuchung der Starkregen - Wetterlagen Mitteleuropas neben den klassischen Vb - Tiefs nach van Bebber als "Vb - artige Erscheinungen" auch Depressionen, welche vom Westteil der Alpen nach Nordosten ziehen. Da ist es nicht verwunderlich, daß von den 75 in seiner Anhang - Tabelle A aufgezählten Vb - Tagen in den ostalpinen Wetterlagen - Kalendarien nur 23% als Vb und 13% als TS (Tief im Süden) eingestuft wurden, jedoch 45% als TM (Tief über Mitteleuropa). Man sollte an der in hundert Jahren bewährten Definition der echten Vb - Wetterlagen im Sinne van Bebbers nicht rütteln. Als "Vb - artig" werden in Österreich die oft auch recht wetterwirksamen Lagen TS - Tief im Süden bezeichnet.

In der 87 Seiten umfassenden Bibliographie der bereits zitierten WMO - Alpex - Schrift (1981) kann man etwa 63 Zitate als dem Vb - Problemkreis zugehörig ansehen. Fast alle stammen aus neuerer Zeit. Es sei daher ergänzend auf einige ältere Arbeiten hingewiesen, wie z. B. von FICKER (1920, Theorie), WINTER (1934, Aerologie), SCHERHAG (1936, erstmalige Verwendung der Topographien), DINIES (1938, Fallstudie) und Gertraud RICHTER (1938, Singularitäten der Zyklonen).

Unüberschaubar groß ist die Zahl synoptisch - klimatologischer Beschreibungen der Auswirkung von Vb - Wetterlagen, etwa beginnend mit KASSNER (1897) über das große Werk von ELSNER und HELLMANN (1911) über die Sommerhochwasser der Oder bis herauf zu Vorträgen auf Tagungen für Alpine Meteorologie (seit 1950) und denen für Meteorologie der Karpaten (seit 1961). Über das ostalpine einschlägige Schrifttum gibt es zusammenfassende Übersichten von LAUSCHER (1954, 1972, 1976, 1982).

Als Nebenprodukt unserer historischen Studien sei hier eingeflochten, daß sich LOOMIS (1876), BROUNOW (1886), aber auch VAN BEBBER (1894) bereits mit typischen Verlagerungen auch von Hochdruckgebilden beschäftigten. Aus unserem Jahrhundert sind diesbezüglich insbesondere SEMENOV (1901), MULTANOVSKY (ab 1920) und seine Schüler, z. B. DULETOVA (1940) zu nennen. Eine zusammenfassende Darstellung der "Zugstraßen der Hochdruckgebiete in Europa" gab REINEL (1960).

Der Vortragende hat eine umfangreiche Bearbeitung aller Tiefdruckgebilde über dem Mittelmeer mit Einfluß auf das Wetter in den Ostalpenländern in Arbeit, basierend auf den Wetterlagen - Kalendern der 35 Jahre von 1946 - 1980. In der ostalpinen Klassifikation der Wetterlagen werden die folgenden drei Lagen mit Mittelmeer - Einflüssen geführt: TwM = Tief über dem westlichen Mittelmeer, TS = Tief im Süden, Vb = Echte Vb - Depression auf Zugstraße Adria - Polen. Diese Klassifikation ist synoptisch - klimatologisch orientiert und greift von den Luftdruckgebilden über Europa jeweils jenes heraus, das für das Wetter in den Ostalpen am maßgebendsten ist. Eine rein synoptische Methode müßte den Lebenslauf der einzelnen Luftdruckgebilde schildern.

An 12.4% aller Tage ist eine der drei genannten Wetterlagen für das Wetter in den Ostalpenländern am maßgebendsten. Pro Jahr sind es durchschnittlich 13.8 Tage mit TwM, 24.4 Tage mit TS und 7.0 Tage mit Vb. Einzelne Jahre, wie 1953 und 1980 können ohne jedes Vb - Ereignis verlaufen, in den Jahren 1948 und 1965 gab es je zehn Vb - Fälle mit 18 bzw. 22 Vb - Tagen.

Vb - Lagen können in allen Monaten vorkommen. Erhöhte Häufigkeiten gibt es in den Monaten April und Mai, sowie Oktober und November. Relativ selten sind die Fälle im Juli und August. An Tagen vor Vb - Lagen wurde in 33% aller Fälle TS = Tief im Süden notiert, in 14% TwM = Tief über dem westlichen Mittelmeer, in 13% TM = Tief über Mitteleuropa, in 11% h = schwacher Hochdruck und in je 8% TB = Tief über den Britischen Inseln und TR = Troglage über Mitteleuropa. Auch die übrigen unterschiedenen Wetterlagen gingen seltenemale Vb - Fällen vor-

aus, ausgenommen die zonale Hochdruckbrücke.
Nur in einem Drittel der Fälle ist also der Prognostiker durch die Lage TS am Vortag gewarnt, in recht zahlreichen Fällen erfolgt die Vb-Entwicklung rascher aus TwM oder sogar aus TB. Oft war die Vb-Bildung durch leichten Hochdruckeinfluß verschleiert, und in nicht seltenen Fällen mußte erst eine Lage TM oder TR sich einstellen, bevor es zu einem Vb-Tief kam.
Das klassische, von den Theoretikern bevorzugt behandelte Schema der Entwicklung einer Vb-Depression aus einer Genua-Zyklone herrscht also nicht allein vor, die Vorgeschichte kann vielseitiger sein, die Prognose ist demgemäß schwierig. Die meistens als regulär angesehenen Abläufe gibt es bevorzugt im Winter, wogegen im Sommer den Vb-Lagen oftmals Tiefdruckgebilde in Mitteleuropa, seien es Kerne oder Tröge, unmittelbar vorangehen. Die Entwicklungsunterschiede zwischen Frühjahr und Herbst sind überraschend gering.
Das mit Hilfe der täglichen Wetterlagen-Klassifikation zusammengetragene Material an interessanten synoptischen Fällen kann für viele Studien zur Verbesserung der Vorhersage von Vb-Wetterlagen verwendet werden. Wir hoffen, es möglichst ausführlich publizieren zu können.

LITERATUR

BEBBER, van J.: Die geographische Verteilung und Bewegung, das Entstehen und Verschwinden der barometrischen Minima in den Jahren 1876-1880, M. Z. XVI (1881), 414-419

BEBBER, van J.: Häufigkeit und Tiefe der barometrischen Minima sowie Bahnen der Maxima und stationäre Maxima in dem Zeitraum von Winter 1883/84 bis Ende Herbst 1887, Ann. Hydr. Mar. Met. 22 (1894), 208-218

BROUNOW, P.: Die Antizyklonen in Europa, Repert. f. Met., St. Petersburg 10/8 (1886)

DINIES, E.: Die Entstehung der Genuazyklonen am 11. Februar 1938, Ann. Hydr. Mar. Met. 66 (1938), 466-569

DULETOWA et al.: Grundlagen der synoptischen Methode der Langfristprognosen, Moskau 1940, 368 S., russ.

ELSNER, G. v., HELLMANN, G.: Meteorologische Untersuchungen über die Sommerhochwasser der Oder, Veröff. Kön. Preuß. Met. Inst. Nr. 230, Berlin (1911), XII + 236 S. u. 1 Atlas m. 55 Foliotafeln

FICKER, H. v.: Der Einfluß der Alpen auf Fallgebiete des Luftdrucks und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer, M. Z. 37 (1920), 350-363

HEGEMANN, P. Fr. Aug.: Über das Fortschreiten barometrischer Depressionen auf dem Nordatlantischen Ozean, Ann. Hydr. Mar. Met. (1879), 141-146

JACKSON: U. S. Institution für Wettertelegraphie (1874)

JEDINA, R. v.: Die Theildepressionen des Mittelmeers und die Borastürme Triests, M. Z. 9 (1892), 344-350

KASSNER, C.: Über die Zugstraße Vb, M. Z. 14 (1897), 219-225

KÖPPEN, Wl.: Wissenschaftliche Ergebnisse aus den monatlichen Übersichten, Teile I und II, Hamburg (1877)

KURRIK, W.: Neue Zugstraßen der Zyklonen, M. Z. 42 (1925), 344-348

LAUSCHER, F.: Anwendungen der ostalpinen Wetterlagenklassifikation, Wetter und Leben 34 (1982), 20-28 (mit ausführlichen Literaturhinweisen)

LOOMIS, E.: Contributions to Meteorology, 4th paper, American Journal of Science and Arts, 3d series, vol. XI, No. 61 (1876)

METEOROLOGICAL OFFICE: Weather in the Mediterrean. General Meteorology, Vol. I (1962), London

MULTANOWSKY, B. P.: Grundzüge der synoptischen Methode der Langfristprognose (1933), russ.

REINEL, H.: Die Zugbahnen der Hochdruckgebiete über Europa als klimatologisches Problem, Mitt. Fränkischen Geogr. Ges. Bd. 6 (1959), 1-73

RICHTER, Gertraud: Singularitäten der Zyklonenfrequenz in einzelnen 5°/10°-Feldern, Veröff. Leipzig 9,4 (1938), 273-322

RYKATSCHEW, P.: Zyklonenbahnen in Europa, Memoirs Acad. St. Petersburg, Math. Phys. Bd. III, Nr. 3 (1896), russ.

SCHERHAG, H.: Die Entstehung der Vb-Depressionen, 2. Köppenheft d. Ann. Hydr. Mar. Met. (1936), 66-74

SEMENOW, I.: Typen der barometrischen Maxima über Europa 1889-93, Memoirs de l'Acad. imp. d. sciences de St. Petersburg, Reihe 8, Nr. 3 (1901), 24 S.

SERPIERI, F.: Fusioni e derivazioni dei Cicloni in rapporto colle tempeste italiane Ref. in M. Z. (1882), 160 (Acad. pont. de nuovi lincei, XXXIV (1880)

WEHRY, W.: Starkregen-Wetterlagen in Mitteleuropa, Met. Abh. Fr. Univ. Berlin, Bd. 86, Heft 3 (1968)

WINTER, H.: Beitrag zum aerologischen Studium der Vb-Wetterlagen, M. Z. 51 (1934), 153-154

WMO: The Alpine Experiment: Ausführliches Literaturverzeichnis (1979-1982) in Skoda, G.: Das Alpine Experiment 1981-1982 ("Alpex"), Wetter und Leben 34 (1982), 1-19

E I N E N E U E S Y N O P T I S C H E K L I M A T O G R A P H I E D E R A L P E N

Franz Fliri, Institut für Geographie der Universität Innsbruck

Auf den gesamten Fragenkreis der synoptischen Klimatologie der Alpen im allgemeinen wie auf jenen der Wetter-und Witterungslagenklassifikation im besonderen soll hier nicht mehr eingegangen werden. Die einschlägige Literatur in den Jahrbüchern der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Wien) sowie in den Annalen der Meteorologischen Anstalt der Schweiz (Zürich) ist laufend veröffentlicht worden. Für den Ostalpenraum wird zusätzlich auf die Zusammenfassungen durch F.LAUSCHER (1972, 1976, 1982), für die Schweiz auf jene bei M.SCHÜEPP (1979) verwiesen. Der vorliegende Beitrag befaßt sich ausschließlich mit Arbeiten, deren synoptisch-klimatologische Aussagen anhand eines mehr oder weniger dichten Stationsnetzes erfolgten und flächendeckend kartographisch dargestellt wurden. Wegen der großen Abhängigkeit vom Relief stand dabei immer der Niederschlag im Vordergrund. Die erste dieser Arbeiten konnte der Verfasser 1962 für Nord-und Südtirol anhand der ostalpinen Klassifikation der Wetterlagen vorlegen. Auf gleicher Grundlage folgte die Bearbeitung der Steiermark (H.WAKONIGG 1970, 1978) und von Kärnten (J.ZAUCHNER 1975).
Gesamtalpin brachte das große Werk von H.VIVIAN (1977) einen wesentlichen Beitrag, wenngleich es wegen der Beschränkung auf die Extremfälle mehr meteorologischen als klimatologischen Charakter hatte. Anderseits konnte der Verfasser (1974) für denselben Raum mit Benutzung von Monatssummen und der Klassifikation von BAUR-HESS-BREZOVSKY nur sehr undeutliche räumliche Differenzierungen des Niederschlagsfeldes in Abhängigkeit von der Großwetterlage aufzeigen.
Im Rahmen des Tirol-Atlas hatte der Verfasser (1982) abschließend auch das Witterungsklima darzustellen und stützte sich dabei auf die Klassifikation der Witterungslagen von M.SCHÜEPP, deren Kalendarien in den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt veröffentlicht sind. Diese nach den vier Jahreszeiten gegliederte Arbeit erhielt überdies eine breitere zeitliche Grundlage (Periode 1946 - 1979) und wurde auch räumlich auf das ganze Gebiet zwischen nördlichem Alpenrand und Adriatischem Meer sowie zwischen etwa 11 und 13 Grad Länge ausgedehnt (rund 60.000 qkm). Redaktionelle Notwendigkeiten haben indessen die kartographische Aussage stark eingeschränkt, sodaß die wichtigsten Ergebnisse in etwa 300 Diagrammen vorhanden sind. Die Kartenblätter werden den Tagungsteilnehmern zugleich mit einer Karte der Klimatypen desselben Raumes vorgelegt.

Die tägliche Klassifikation der Witterungslagen an der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt gilt nach der Definition von M.SCHÜEPP für einen Umkreis von zwei Breitengraden um den Zentralpunkt im westlichen Graubünden. Es hat sich aber gezeigt, daß sie mit kaum merklich größerer Unschärfe auch

noch etwas darüber hinaus angewendet werden kann. Der Verfasser hat derart die täglichen Niederschlagssummen an 368 Orten sowie die täglichen Maxima und Minima der Lufttemperatur nebst Bewölkungswerten an 21 Orten in der Periode 1946-1979 analysiert. Die Ergebnisse scheinen dadurch nicht wesentlich beeinträchtigt zu sein, daß die Datenreihen, vor allem im italienischen Gebietsteil, nicht vollständig zu erhalten waren. Das bearbeitete Gebiet reicht von 9 bis 13 Grad Länge (Genfersee bis Salzburg) und vom Bodensee bis zum Po.
Zum Zeitpunkt der Abfassung dieses Berichtes lagen dem Verfasser Plotterkarten der Niederschlagsbereitschaft (mindestens 1mm Tagessumme), der Niederschlagsergiebigkeit (mm pro Witterungslagentag) sowie der relativen Anteile jeder Lage an der Gesamtsumme für die vier Jahreszeiten vor. Es ist beabsichtigt, die Karten in schwarz-weiß mittels Isolinien umfassend zu veröffentlichen und die übrigen synoptischen Durchschnittswerte bzw. Aussagen tabellarisch beizufügen. Auch sollen pro Witterungslage und Jahreszeit die entsprechenden Karten der Verteilung des Boden-und Höhendruckes über Europa gegenübergestellt werden. Hier sei auf den neuen Klimaatlas der Schweiz verwiesen, in dem W.KIRCHHOFER (1982) auf dem umgekehrten Wege die Witterung an 5 Schweizer Stationen in unmittelbarer Abhängigkeit von europäischen Druckverteilungstypen darstellt (Periode 1961-1970).
Der Verfasser zeigt in Diapositiven Beispiele der bisherigen Ergebnisse. Auch bei vorsichtiger Interpretation scheint eine beachtliche Bereicherung unserer Kenntnis von Klimabesonderheiten kleiner Teilräume erreicht worden zu sein. Die Frage der unterschiedlichen Auswirkung von Klimaänderungen (Zirkulationsänderungen) im Alpenraum könnte ebenfalls fruchtbar behandelt werden.

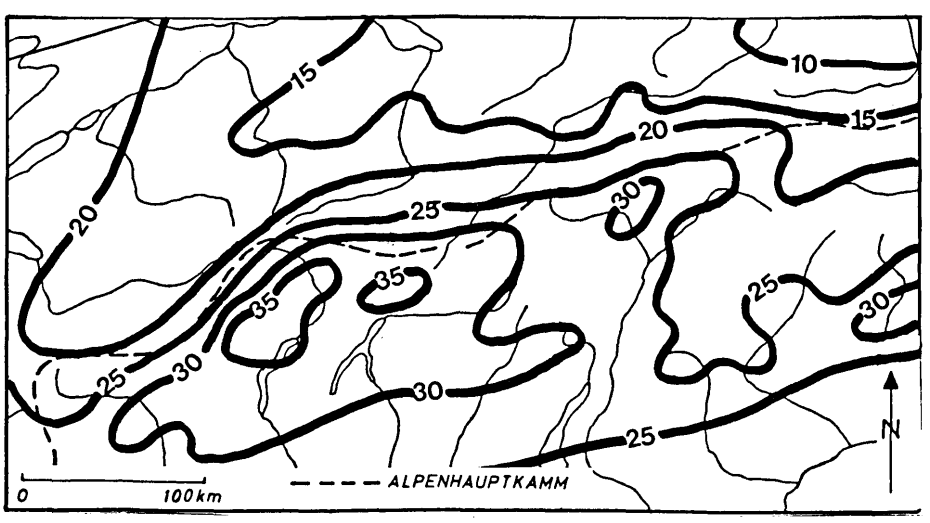


Abb.1:

Anteil (in %) von indifferenten und zyklonalen Südwestlagen an der Jahressumme des Niederschlags in der Periode 1946-79.

Der Anteil dieser Witterungslagen an der Gesamtzahl aller Tage beträgt 12,3%. (verkleinerter und verallgemeinerter Entwurf einer Plotterkarte)

LITERATUR

FLIRI, F.: Wetterlagenkunde von Tirol. Tir.Wirtsch.Stud.13, 436 S., Innsbruck 1962

" : Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum. Wiss.Alpenvereinshefte 24., 112 S., Innsbruck 1974

" : Niederschlagsverteilung und Klimaelemente nach Jahreszeiten. Tirol-Atlas D18 - D22, Innsbruck 1982

KIRCHHOFER, W.: Klimaatlas der Schweiz, 1.Lfg. 2.1 - 2.4, Großwetterlagen. Bundesamt f.Landestopographie, Wabern-Bern 1982

LAUSCHER, F.: 25 Jahre mit täglicher Klassifikation der Wetterlage in den Ostalpenländern. Wetter u.Leben 24. (1972), H.9/10, S.185-189

" : Synoptische Klimatologie und klimatologische Synoptik. Wetter u.Leben 34. (1976), H.3, S.158-165

" : Anwendungen der ostalpinen Wetterlagenklassifikation (Bericht über die Jahre 1975-1980). Wetter u.Leben 34. (1982), H.1, S.20-28

SCHÜEPP, M.: Witterungsklimatologie. Klimatologie der Schweiz III., Beih.d.Ann.d.Schweiz. Met.Anst., 93 S., Zürich 1978

VIVIAN, H.: Averses extensives et crues concomitantes dans l'arc alpin. Etude hydro-meteorologique. 2 Bde., 629+680 S.+ Atlasbd., Paris 1977

WAKONIGG, H.: Witterungsklimatologie der Steiermark. Disss.Univ.Graz, 335 S., Wien 1970

" : Witterung und Klima in der Steiermark. Arb.Inst.f.Geographie .d.Univ.Graz 23, 473 S., Techn.Univ.Graz 1978

ZAUCHNER, J.: Die ostAlpinen Wetterlagen und ihre Auswirkung auf die Niederschlagsstruktur Kärntens 1948-1967. Arb.Geograph.Inst.d.Univ.Graz 21, 332 S., Graz 1975

EINE DETAILANALYSE DER DURCHLUEFTUNG IN DER SCHWEIZ - KONZEPT UND ERSTE RESULTATE *

Heinz Wanner
Colorado State University, Fort Collins, USA

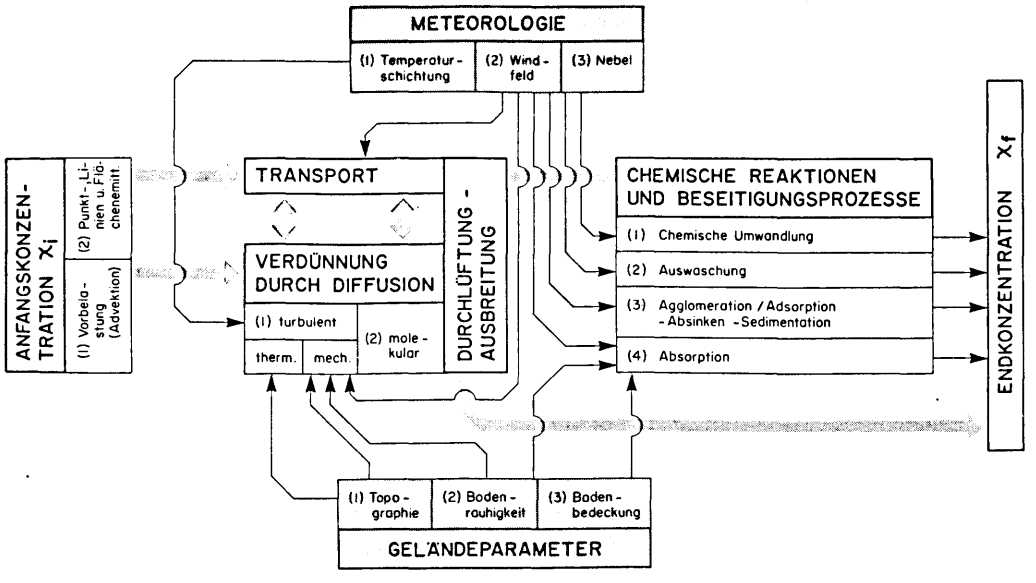
Summary: Building-sites for heavy emitting industrial plants are scarce in the prealpine region of Switzerland. Consequently land use planners need detailed maps of local ventilation and air pollution potential for plant siting activities. The development of these maps has been undertaken for all Switzerland. At present a Swiss working group is providing surface network and sounding data for the wind field, temperature stratification, mixing heights, cold air drainage, cold air lakes and fog. In spite of this dense automatic network, these data are insufficient for spatial analysis in the complex alpine terrain. Therefore additional methods are employed for more precise extrapolations. These methods include mobile temperature measurements, wind observations in all Swiss villages (1300 voluntary observers !) and use of satellite data for cold air lake and fog mapping. The fog mapping is nearly complete. Also, preliminary maps of ventilation and air pollution potential are outlined (figure 3).

1. EINLEITUNG

Die zunehmende Ueberbauung der alpinen Vorlandsenken stellt Raumplaner, Lufthygieniker und zunehmend auch Politiker vor immer komplexere Probleme: Neben der steigenden Luftfremdstoffproduktion ist es vor allem die Verknappung des Baugrundes, welche zu einer vermehrten Nachfrage nach detaillierteren Karten der Durchlüftung und des Austauschpotentials führt. Eine schweizerische Arbeitsgruppe hat deshalb den Entschluss gefasst, im Rahmen des Projektes "Klimaatlas der Schweiz" derartige Durchlüftungskarten zu erarbeiten.

2. ZIELSETZUNG UND METHODIK

Die Zielsetzung wurde wie folgt formuliert: Es soll eine Klassierung und Kartierung der Durchlüftungsverhältnisse in den Wohngebieten der Schweiz bei wichtigen Wetterlagen vorgenommen werden. Unter Durchlüftung (Ventilation) werden jene Vorgänge verstanden, die für den räumlich-dreidimensionalen Austausch der Luft verantwortlich sind (Strömungsfeld, Turbulenz, Temperaturschichtung). Wichtig ist der Begriff des Durchlüftungs- oder Austauschpotentials: Es bezeichnet jenes Luftvolumen, das bei Berücksichtigung der Vorbelastung während eines bestimmten Zeitraumes für die Ausbreitung von Luftfremdstoffen aus Quellen unterschiedlicher Art zur Verfügung steht. Um einen Ueberblick über die beteiligten Einflussgrössen zu erhalten, wurde zu Beginn ein heuristisches Wirkungsgefüge aufgestellt (Fig. 1). Die zwei grau markierten Felder enthalten jene Einflussgrössen, die im Rahmen dieser Durchlüftungskartierung bearbeitet werden. Sie lassen sich in einen geländemässigen und einen meteorologischen Einflussbereich aufteilen, wobei die Geländeparameter als stabile Elemente die meteorologischen (grosse Variabilität) stark beeinflussen. Die Analyse und Darstellung der erwähnten Einflussgrössen soll universell verwendbar sein, d.h. sie soll alle Quellenformen berück-



Figur 1: Heuristisches Wirkungsgefüge zur Ausbreitung von Luftfremdstoffen (die grauen Flächen markieren jene Elemente, die durch das beschriebene Forschungsprojekt untersucht werden)

* Die Arbeit wird unterstützt durch den schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

sichtigen. Wird der Horizontalaustausch anhand der Horizontalwinde beschrieben, so muss für den Vertikalaustausch in Ermangelung von Vertikalwindmessungen der Umweg über die damit hoch korrelierte Vertikaltemperaturschichtung eingeschlagen werden. Im Bereich der Geländeparameter bietet sich eine Vielfalt von Methoden an (je nach Kartenmassstab).

3. ARBEITSKONZEPT

Von Anwenderseite her wurde klar der Wunsch nach einer übersichtlichen Darstellung des Durchlüftungspotentials geäussert. Damit standen die Parameter Horizontalwindfeld und Mischungsschichthöhe eindeutig im Vordergrund. Bei einem Massstab von 1:300'000 war zudem klar, dass erstens spezielle Interpolationsmethoden entwickelt und zweitens geeignete Zusatzmessungen durchgeführt werden mussten. Fig. 2 zeigt den geplanten Arbeitsablauf. Das Feldmessprogramm (Pt. 3) sieht u.a. folgende Arbeiten vor (Stichworte):

- Wind-Beobachtungskampagne im Rahmen von ALPEX (1200 freiwillige Beobachter, ca. 200 Anemometer)
- Bestimmung der Mischungsschichthöhen und Inversionsniveaus anh. von Sondagen, Stationsmessungen (vgl. KALB 1981) und IR-Satellitendaten (Kaltluftseekartierung; vgl. WINIGER 1979)
- Kartierung der Nebelart und -häufigkeit anhand von Stationsbeobachtungen (WANNER 1979) sowie der Nebelbedeckung anhand von Wettersatellitenbildern (WANNER und KUNZ, in Vorbereitung)

4. ERSTE RESULTATE

Neben Fallanalysen (Felder der pot. Temp., des Luftdruckes, der Feuchte und des Windes) liegen folgende Produkte ausgewertet vor: Regionale Durchlüftungsstudien in zwei Testgebieten (BAUMGARTNER 1982, RICKLI 1982), Inversionsstatistik der Payerne-Sondagen (TRÜEB 1981), Inversionsuntersuchung anhand von Stationsdaten, Nebelkarten, Eignungsbeurteilung von Geländeparametern. Fig. 3 zeigt eine Durchlüftungskarte aus einer Fallstudie. Das schwierigste Problem besteht dabei in der Kombination des theoretisch abgeschätzten Einflusses der Geländeparameter (kl. Fig. links unten) mit den meteorologischen Untersuchungen. Der Abschluss des Projektes dürfte infolge des beträchtlichen Aufwandes kaum vor 1987 erfolgen !

5. LITERATUR

BAUMGARTNER, M., 1982: Die Durchlüftung des Aaretals zwischen Bern und Thun bei ausgewählten Wetterlagen. Diplomarbeit Geogr. Institut der Univ. Bern

KALB, M., 1981: Angaben zur Häufigkeit bodennaher Inversionen aus klimatologischen Beobachtungen an Bodenstationen. Natur u. Landschaft 56, Nr. 1: 3 - 7

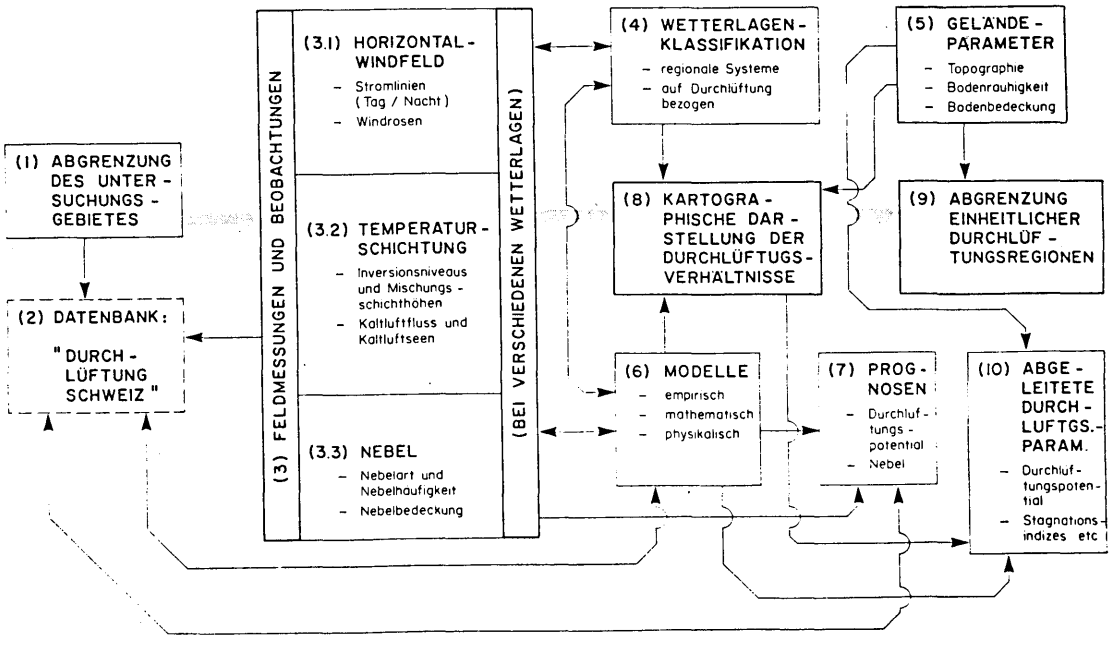
RICKLI, R., 1982: Wind- und Temperaturfeld im Raum Biel im Winterhalbjahr 1980/81. Diplomarbeit Geogr. Institut der Univ. Bern

TRÜEB, M., 1981: Analyse des inversions de température dans la basse troposphère, mesurées par les sondages aérologiques de Payerne (1975 - 1979). Dipl.arbeit ISM-SPA u. Geogr. Institut der Univ. Bern

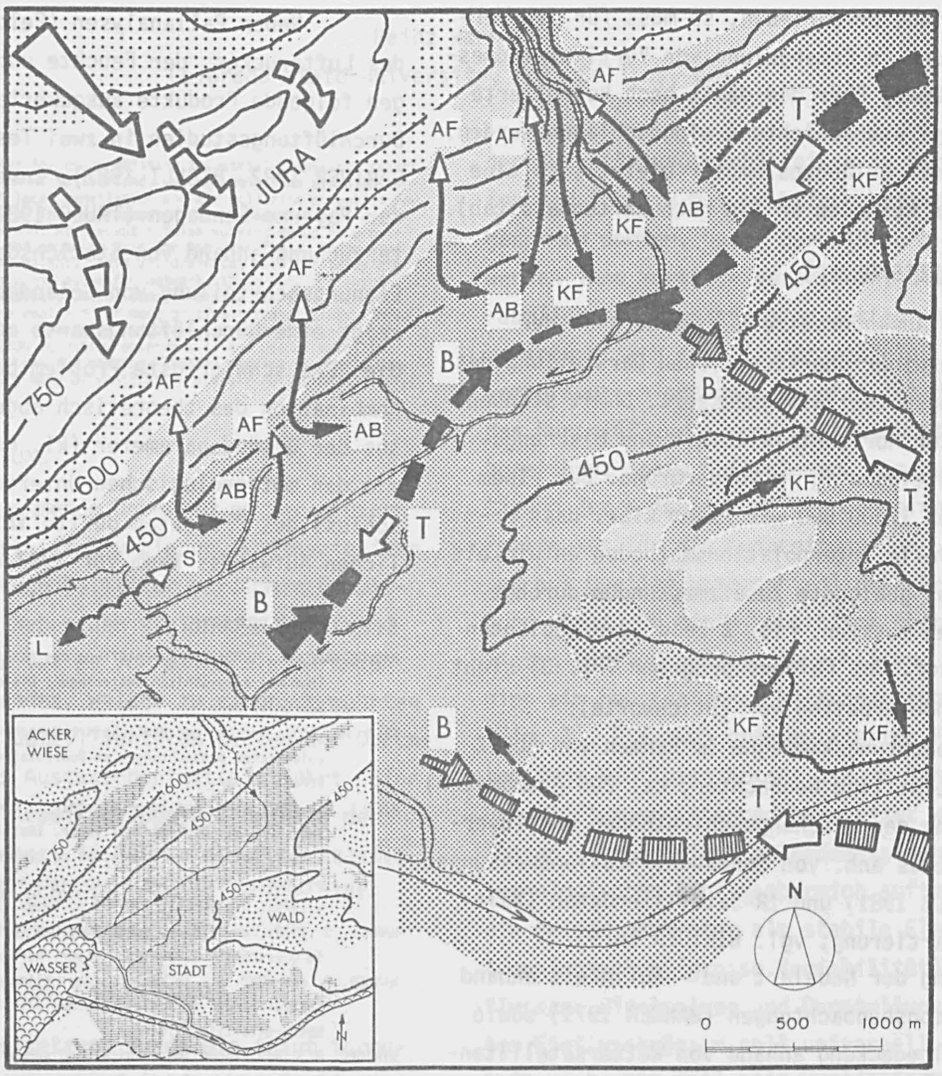
WANNER, H.,1979: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen. Geogr. Bernensia, H. G7, 240 S.

WANNER, H. und KUNZ, S., in Vorbereitung: Klimatologie der Nebel- und Kaltluftkörper im schweizerischen Alpenvorland mit Hilfe von Wettersatellitenbildern

WINIGER, M., 1979: Topoclimatological and snowhydrological survey in Switzerland. Univ. of Bern, Progress Report No. 1 for HCMM-Investigators to NASA



Figur 2: Detailanalyse der Durchlüftung in der Schweiz - Arbeitsübersicht (gestrichelte Linien: mögliche Erweiterung des Projektes)



Legende zu Fig. 3:

Austauschbegünstigte, nebelarme Zone oberhalb der Mischungsschicht		
Bereich der Mischungsschichtobergrenze (oft Höheninversion mit Hochnebel und schwachen Winden); starke Luftfremdstoffanreicherung tagsüber infolge Hangaufwind und "Sperreffekt"		
Warme und nebelarme Zwischenzone im Bereich der Hangwindsysteme (teilweise austauschgefährdet)		
Austauschgefährdete Talzone mit geringer bis mittlerer Bodennebelhäufigkeit		
Austausch- und kaltluftgefährdete Zone mit grosser Bodennebelhäufigkeit		
	GRADIENTWINDE	- durch Gradient- und Corioliskraft bestimmt - keine thermische Beeinflussung
	HOEHENWINDE	- oberhalb Mischungsschicht - leichter Schubspannungseffekt (Topographie) - keine unmittelbare thermische Beeinflussung (ohne Tagesgang)
	REGIONALWINDE (100-200 m ü. Boden)	- im Bereich der unteren Drehungsschicht - Schubspannung überwiegt Gradient- und Corioliskraft (Grossrelief) - nachweisbare thermische Beeinflussung (Tagesgang)
	LOKALWINDE (≃ 10 m ü. Boden)	- im Bereich der turbulenten Bodenschicht - Schubspannung dominiert eindeutig über Gradient- und Corioliskraft (Kleinrelief, Rauhigkeitselemente) - starke thermische Beeinflussung (Bodenbedekkung als Leitgrösse, Tagesgang klar sichtbar)
		Berg- (B) und Talwinde (T) in Hauptströmungsachsen
		Berg- (B) und Talwinde (T) in Nebenströmungsachsen
		Hangauf- (AF) und Hangabwinde (AB) sowie Windsysteme in kleinen Tälern und Kaltluftflüsse (KF)
		Land- (L) und Seewinde (S)
		Vermutete Flurwinde

Figur 3: Vorläufige Durchlüftungskarte der Region Biel (Jurasüdfuss, Schweiz): Darstellung für stabile Hochdrucklagen mit nordwestlicher Höhenströmung im Winterhalbjahr

IDEES FONDAMENTALES POUR DE NOUVELLES DEFINITIONS DES ZONES DE STIMULATION EN CLIMATOTHERAPIE

Bernard Primault
Institut suisse de météorologie (ISM), Krähbühlstrasse 58
8044 Z u r i c h

1. BUTS D'UNE CURE CLIMATIQUE

Dans la plupart des pays civilisés et plus spécialement en occident, le nombre de gens qui cherche le repos et un contact plus étroit avec la nature augmente d'année en année. Il s'agit plus spécialement des cadres de l'industrie et des administrations de tous genres. La tension nerveuse à laquelle ils sont journellement soumis provoque ce qu'on a l'habitude d'appeler la "maladie des managers".

Vu cette situation, on est porté à intensifier les périodes de vacances et à allonger les week-end. Mais, là aussi, il ne s'agit le plus souvent pas de véritable repos mais d'activités pour ne pas dire d'activisme.

Pour atteindre le point de détente complète qui, seule, peut apporter la régénération du corps et de l'esprit, il faut que l'ambiance considérée dans sa totalité s'y prête. D'où l'idée de se soumettre à des cures climatiques.

Le climat d'un lieu n'est cependant pas nécessairement propice à la fois aux actions thérapeutiques et au repos. C'est pourquoi on a cherché à établir, scientifiquement des comparaisons entre différents endroits, ce qui a donné naissance à la notion de "zones de stimulation". Comme cette définition l'indique, il s'agissait avant toute chose d'analyser les contraintes qu'exerce le climat sur l'organisme.

Au cours de ces dernières décennies, le but d'une cure climatique s'est ainsi déplacé du traitement proprement dit vers la prévention et, dans une moindre mesure, la réhabilitation. Les normes de base régissant la classification des stations de cure doivent par conséquence logique être adaptées à ce nouveau concept.

2. ETAT ACTUEL DES DEFINITIONS

En fouillant la littérature, on trouve de très nombreuses définitions soient d'indices bioclimatiques, soient de zones de stimulation. Tous ou à peu près, ont pour base des valeurs moyennes de différents paramètres météorologiques. Il en découle que les valeurs obtenues sont plus facilement comparables les unes aux autres et permettent une classification quasi univoque des stations de cure.

Pourtant qu'est-ce-qu'une moyenne et quelle en est la signification ? Une moyenne faisant disparaître toutes les extrêmes ne peut indiquer ni les conditions les plus favorables ni les conditions les plus dévaforables d'un endroit. Si l'intevalle de temps considéré est l'année, les différences d'une saison à l'autre et, à plus forte raison, d'un jour à l'autre disparaissent complètement. Pourtant, la personne qui séjourne en un endroit est justement sensible à ces différences-là. Plus le séjour est de courte durée et plus ces variations sont importantes.

Il devient par conséquent indispensable

de différencier temporellement l'analyse climatologique. Des normes basées sur l'année ne correspondent plus aux motivations actuelles des cures climatiques. Il faut donner au médecin traitant aussi bien qu'au médecin de cure des indications précises sur les conditions ambiantes que peut rencontrer le patient lors d'une cure climatique. Ceci implique un retraitement spécifique des séries climatologiques existantes en partant non plus de l'année, ni même du mois, mais de périodes plus courtes dont la décade nous paraît la plus appropriée (trois semaines de séjour = deux décades pouvant se situer à cheval sur deux mois différents).

3. TENDANCES MODERNES

Le curiste d'aujourd'hui est beaucoup plus mobile qu'autrefois. Sa motivation est aussi moins mondaine. Ainsi, l'analyse climatologique dont nous avons parlé plus haut doit aussi lui apporter un appui pour accepter le choix de son médecin. Le médecin de cure y puisera les éléments de base à ses prescriptions de traitement (durée des promenades et des temps de repos, propositions d'habillement, efforts autorisés).

Pour chiffrer l'impact du climat et des conditions du moment sur un patient ou un convalescent, on a souvent utilisé des paramètres météorologiques isolés. A l'heure actuelle, on cherche plutôt à utiliser des combinaisons de ces paramètres, c'est-à-dire des indices. En établir une liste exhaustive serait une gageure. Pourtant, pour chacun d'eux, un certain intervalle correspond à des conditions de vie idéales. Si cet intervalle est dépassé soit vers le haut, soit vers le bas les contraintes extérieures sur l'organisme augmentent. Il faudra donc que l'analyse climatologique apporte toute la gamme des conditions rencontrées et cela sous une forme facilement interprétable et par les médecins et par les patients.

4. NOTION DU RISQUE

Le but de la cure étant différent et sa durée limitée, le patient doit connaître à quoi il s'expose avant de débuter son séjour. Le risque est constitué par la fréquence des conditions défavorables dans son cas particulier. C'est en comparant les risques encourus dans les différentes stations et aux diverses époques de l'année qu'il pourra établir son choix avec l'aide de son médecin.

Le but de l'étude en cours est d'établir des cartes saisonnières représentant les risques encourus.

Vu la complexité du problème et la variété des risques selon les affections dont sont atteints les patients, de telles cartes seront accompagnées de diagrammes plus spécialisés (cf. Primault 1978).

PRIMAULT B.: De la représentation des limites des séries climatologiques
Rapport de travail de l'Institut suisse de météorologie
(1978) Nr. 78, 7 pp + 2 tab. + 5 fig.

ZUM BIOKLIMA IM MITTEL- UND HOCHGEBIRGE

Gerd Jendritzky
Deutscher Wetterdienst
Zentrale Medizin-Meteorologische Forschungsstelle, Freiburg

1 PROBLEMSTELLUNG

Für eine klimagerechte Vorsorgeplanung im Humanbereich, bei der diejenigen Ansprüche der Gesellschaft an den Raum behandelt werden, die in Verbindung mit Freizeitbetätigung,Wochenenderholung, Tourismus und Gesundheitswesen stehen, ist eine bioklimatologische Analyse und Bewertung des Raumes für die Erzielung optimaler Auswirkungen auf den Menschen unerläßlich (SCHIRMER, 1979). Anwendungsorientierte sog. synthetische Klimakarten - die Bioklimakarten von BECKER (1972) und PRIMAULT (1972) sind dazu als erste Ansätze aufzufassen - liefern dem Planer wertvolle Hinweise und Entscheidungshilfen.

2 DAS "KLIMA-MICHEL-MODELL"

Für die Untersuchung der Eigenschaften eines Bioklimas reicht die Betrachtung des Verhaltens der meteorologischen Einzelelemente nicht aus, da i.a. keine isolierte Wirkung auf Gesundheit, Leistungsfähigkeit und Wohlbefinden des Menschen existiert. Deshalb wurde für die quantitative Behandlung des thermischen Wirkungskomplexes das "Klima-Michel-Modell" entwickelt (JENDRITZKY, et al., 1979), das die die Bedingungen der Wärmeabgabe bestimmenden meteorologischen Größen Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und kurz- und langwellige Strahlungsflüsse unter Berücksichtigung der Wärmeisolation von Bekleidung mit der inneren Wärmeproduktion des Menschen verknüpft.

Das Modell beruht auf der Behaglichkeitsgleichung von FANGER (197o), einer für Zwecke der Heizungs- und Lüftungstechnik entwickelten speziellen Form der Wärmebilanzgleichung, deren Grad der Nichterfüllung als Maß für die Anforderung an die Thermoregulationmechanismen aufgefaßt werden kann. Behaglichkeit ist entsprechend mit minimaler Aktivität der Regulationsmechanismen verknüpft.
Die Übertragung der Behaglichkeitsgleichung auf Freilandverhältnisse wurde durch Parametrisierung der dort im Vergleich zu Innenräumen ungleich variableren Strahlungsflüsse erreicht, wobei die empirischen Ansätze für die einzelnen Strahlungskomponenten nur einfach erhältliche meßbare oder beobachtbare meteorologische Größen verlangen. Abweichend von der in der Meteorologie üblichen Betrachtungsweise werden die Strahlungsflüsse nicht auf eine horizontale Empfängerfläche, sondern auf die besondere Geometrie des Menschen bezogen.

3 DAS ANALYSE-VERFAHREN

Mit Hilfe des "Klima-Michel-Modells" wurden die komplexen thermischen Umgebungsbedingungen anhand von täglichen Synop-Daten im Bundesgebiet aus dem Zeitraum 1951 -198o analysiert. Dabei wurde eine Reduktion der Windgeschwindigkeit über das logarithmische Windprofil mit Zo = o.ol m (Flugplatzrasen) auf eine repräsentative Höhe des Klima-Michels von 1 m vorgenom-

men und bei fest vorgegebener Aktivität (2lo W) konnte sich der Klima-Michel durch Variation seiner Bekleidung zwischen Winterkleidung (2.o clo) und Sommerkleidung (o.5 clo) weitgehend an die thermischen Umgebungsbedingungen anpassen (vernünftiges Verhalten!), woraus sich jeweils ein gewisser Prozentsatz von Tagen im Jahr ergab, an denen thermisch indifferente Bedingungen herrschten, also zumindest theoretisch optimale Behaglichkeit zu erreichen war. "Wärmebelastung" trotz Sommerkleidung und "Kältestreß" trotz Winterkleidung lag dann vor, wenn nach klimatologischen Gesichtspunkten festgelegte Schwellenwerte des Grades der Abweichung von einer ausgeglichenen Behaglichkeitsgleichung überschritten wurden. Durch die unterschiedliche Begriffswahl soll zum Ausdruck kommen, daß eine Behinderung der Wärmeabgabe physiologisch immer eine Belastung (Dysstreß) bedeutet, während Kälte zwar eine Belastung des Organismus darstellen kann, andererseits aber in der Klimatherapie gezielt appliziert wird (JENDRITZKY und SCHMIDT-KESSEN, 1981), um Adaptionsvorgänge auszulösen (Abhärtung durch Eustreß).

4 ERGEBNIS

Den Beispielen (Abb. la, b) der thermischen Bedingungen an ausgewählten Stationen ist eine gewisse Asymmetrie im Jahresgang mit nur zögerndem Rückgang von Kältestreß im Frühjahr und einer deutlich rascheren Zunahme im Herbst gemeinsam. Im Mittelgebirgsklima von Freudenstadt (8oo m NN) ergeben sich im Winter ähnliche thermische Verhältnisse wie im maritimen Klima von List/Sylt, im Frühjahr eine leichte Verzögerung der Erwärmung, in den Sommermonaten aber eine - wenn auch geringe - Eintrittswahrscheinlichkeit für Wärmebelastung. Die Zunahme von Kältestreß erfolgt in Freudenstadt etwa um einen Monat früher.

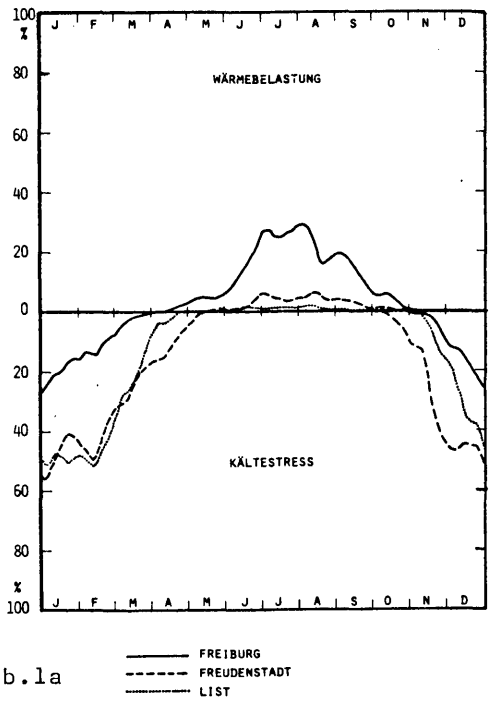


Abb.la

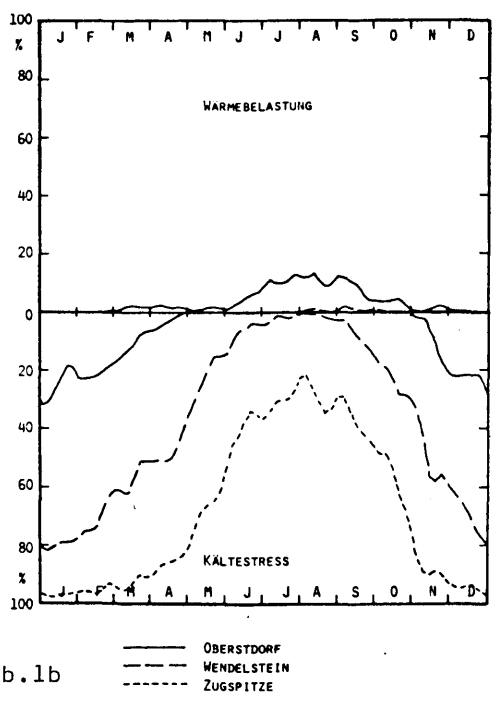


Abb.lb

Abb.la,b Eintrittswahrscheinlichkeiten für Wärmebelastung und Kältestreß im Jahresgang 1951-8o

Im Vergleich zu Freiburg wird die Benachteiligung des Oberrheingrabens im

Sommerhalbjahr wegen der häufigen Wärmebelastung deutlich, während im Winter der seltenere Kältestreß positiv beurteilt werden muß. Nur geringfügig häufiger tritt Kältestreß in Oberstdorf (81o m NN) auf (Abb. 1b), trotz der gleichen Höhenlage wie Freudenstadt. Diese Bevorzugung im Winterhalbjahr kommt bei sämtlichen untersuchten Hochtallagen zum Ausdruck und ist orographisch bedingt durch Windschutz und relativ hohes Strahlungsangebot. Dies begründet aber auch eine durchweg höhere Eintrittswahrscheinlichkeit für Wärmebelastung im Sommer. Bei Oberstdorf fällt noch das Auftreten von Wärmebelastung in den Monaten März, April und November auf, das auf Föhnsituationen zurückgeführt werden kann. Am Wendelstein (1832 m NN) kann im Juli und August meist mit thermisch indifferenten Bedingungen gerechnet werden, während dies an der Zugspitze (296o m NN) an nur etwa an zwei Drittel dieser Tage gegeben ist.
Mit Ausnahme von Hohenpeissenberg und dem Klippeneck weisen sämtliche über 8oo m NN liegenden Bergstationen der Mittelgebirge im Winter ähnlich hohe Eintrittswahrscheinlichkeiten für Kältestreß auf wie der Wendelstein, und auf den Kuppenlagen oberhalb 5oo m NN herrscht mehr als doppelt so häufig Kältestreß wie in den Hochtallagen der deutschen Alpen. Dies zeigt die großen Unterschiede im Bioklima bei den Stationen im Höhenbereich von 5oo - looom NN, die im wesentlichen über den Einfluß des Klimafaktors Orographie erklärt werden können.

5 SCHLUSSFOLGERUNG

Die mesoskaligen Analysen mit Hilfe des "Klima-Michel-Modells" erlauben eine Klassifikation von bioklimatischen Reiz- und Belastungsstufen nach physiologisch relevanten Kriterien. Dabei wird aus den gezeigten Beispielen deutlich, daß eine bioklimatologische Bewertung des Raumes, die zur Konstruktion von Klimaeignungskarten führt, monatlich oder jahreszeitlich differenzierend erfolgen muß, weil die Eignung der thermischen Bedingungen für zahlreiche Anwendungen, z.B. für klimatherapeutische Nutzung, eine ausgeprägte Abhängigkeit vom Jahresgang aufweist.

LITERATUR:

BECKER, F.: Bioklimatische Reizstufen für eine Raumbeurteilung zur Erholung In: Zur Landschaftsbewertung für die Erholung.Forschung u.Sitz.Ber.Akad. Raumforschung,Landesplanung Bd. 76,Hannover 1972,S.45-61

FANGER,P.O.:Thermal Comfort Danish Technical Press, Copenhagen (197o)

JENDRITZKY,G. SÖNNING,W. SWANTES,H.-J.:Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell") Beitr.Akad.Raumforsch.,Landesplanung, Bd.28, Hannover (1979)

JENDRITZKY,G. SCHMIDT-KESSEN,W.: Bewegungstherapie im Heilklimatischen Kurort Heilbad und Kurort 33(1981) Heft 1, S.1o-19 Heft 2, S.4o-45

PRIMAULT,B.:Etude méso-climatique du Canton de Vaud.Cahiers d'aménagement régional.14. Lausanne (1972)

SCHIRMER,H.:Raumplanung und Klima In: Klima und Planung 79, Tg.Ber.Geogr.Inst. Uni Bern (198o), S. 11 - 2o

MESSUNGEN DER SOLAREN UV-STRAHLUNG MIT SELEKTIVEN EMPFÄNGERN IM HOCHGEBIRGE

Mario Blumthaler, Heinz Canaval, Walter Ambach und Heinrich Eisner

Universität Innsbruck

1 EINLEITUNG

Es wurden auf der Forschungsstation Jungfraujoch (3575 mNN) in der Zeit vom 03.09.1980 bis 01.10.1980 Messungen der solaren UV-Strahlung in den Bereichen UV-A und UV-B durchgeführt. Die getrennte Erfassung der beiden Spektralbereiche ist wesentlich, weil beide Bereiche verschiedene biologisch-medizinische Wirkungen ergeben. Die UV-B Strahlung wurde mit einem "Sunburn UV-Meter" Modell Berger (BERGER 1976), gemessen, dessen spektrale Empfindlichkeitskurve der Aktivierungskurve des Erythems (KIEFER 1977, p.106) ähnelt (Abb. 1a). Der optische Schwerpunkt des Detektors liegt bei ca. 300 nm. Da dem Empfänger die Aktivierungskurve des Erythems zugrunde liegt, wird die Strahlungsdosis in Sunburn Units (SU) angegeben, die eine Einheit der erythemwirksamen Dosis der Strahlung sind. 1 SU erzeugt auf einer strahlungsmäßig nicht vorbelasteten kaukasischen Haut die minimale Erythemwirkung (MED) und entspricht energetisch ca. 250 J/m² (HENDERSON 1977, p.304). Für den UV-A Bereich wurde ein Eppley UV-Radiometer (EPPLEY 1979) mit einem flachen Maximum der Empfindlichkeitskurve bei 345 nm und einer Halbwertsbreite von ± 25 nm verwendet (Abb. 1a). Wegen des steilen Intensitätsabfalls des Sonnenspektrums im UV Bereich (BENER 1963, Tab. 13) ergibt sich bei solarer Strahlung eine Verschiebung des optischen Schwerpunktes beider Empfänger um etwa 12 nm. Der optische Schwerpunkt der Erythemaktivierungskurve verschiebt sich jedoch durch Gewichtung nur um 7 nm (URBACH 1969, p. 636) (Abb. 1b).

Weiters wurden die Globalstrahlung, die diffuse Himmelsstrahlung, sowie mit einem Lupolengerät der lang- und kurzwellige Strahlungsstrom gemessen. Zusätzlich stand ein Pyranometer zur Verfügung, dessen Glashaube zeitweise gegen eine OG1-, RG2- oder RG8 Filterhaube ausgetauscht wurde. Die Datenerfassung erfolgte auf Magnetband mit einem Micro Data System in Intervallen von 1 Minute. Die Strahlungsintensitäten wurden als Halbstundenmittelwerte ausgewertet. Für die erythemwirksame UV-B Strahlung wurde durch Integration über 30 Minuten eine mittlere Dosisleistung der erythemwirksamen Strahlung ($\dot{D}_{er}$) berechnet. Sämtliche Strahlungsströme wurden mit horizontierten Empfängern gemessen.

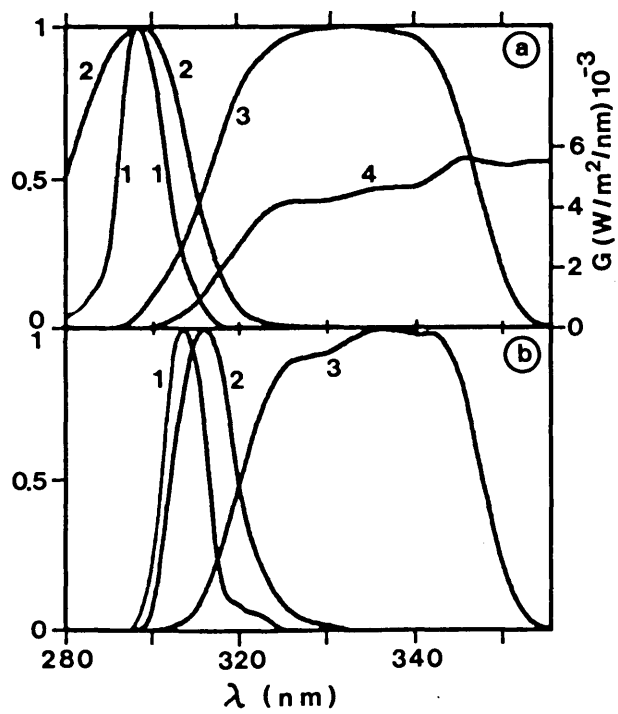


Abb. 1: a) Aktivierungskurve des Erythems (Kurve 1), spektrale Empfindlichkeit des UV-B (Kurve 2) und des UV-A Empfängers (Kurve 3) in relativen Einheiten (linke Skala). Solares Spektrum im September mittags nach BENER (1963) (Kurve 4, rechte Spalte). b) Kurven 1 bis 3 von a) nach Multiplikation mit dem solaren Spektrum.

2 ERGEBNISSE

Es wird die solare UV-A Strahlung und die erythemwirksame Dosisleistung der solaren UV-B Strahlung ($\dot{D}_{er}$) an wolkenlosen Tagen in Abhängigkeit von der Globalstrahlung und der optischen Luftmasse untersucht. Abb. 2a und 2b zeigen die Zunahme der solaren UV-A Strahlung und von $\dot{D}_{er}$ in Abhängigkeit von der Globalstrahlung. $\dot{D}_{er}$ nimmt viel stärker mit der Globalstrahlung zu als die solare UV-A Strahlung. Der Zusammenhang kann für Sonnenhöhen größer 10 Grad durch ein Potenzgesetz mit einem konstanten Exponenten gut erfaßt werden. Aus einer doppel-logarithmischen Darstellung erhält man den Exponenten 1.17 für die UV-A Strahlung und 2.35 für $\dot{D}_{er}$. Werden anstelle der Globalstrahlung einzelne Teilbereiche des sichtbaren Spektrums zum Vergleich mit der solaren UV-A Strahlung und mit $\dot{D}_{er}$ herangezogen, beispielsweise die mit OG1-, RG2- oder RG8-Filter gemessenen Intensitäten oder deren Differenzen zur Globalstrahlung, so erhält man dieselben Werte für die Exponenten. Die nichtlineare Zunahme der UV Anteile mit der Globalstrahlung ist auf den Einfluß der optischen Luftmasse zurückzuführen.

Abb. 3a und 3b zeigen die Abhängigkeit der Quotienten UV-A/G und $\dot{D}_{er}/G$ von der optischen Luftmasse. Der Quotient $\dot{D}_{er}/G$ zeigt eine stärkere Abhängigkeit von der optischen Luftmasse als der Quotient UV-A/G. Dies ist durch die starke Absorption der UV-B Anteils in der Ozonschicht der hohen Atmosphäre und durch die stärkere Streuung an den Luftmolekülen infolge der kürzeren Wellenlänge bedingt. Daraus folgt eine jahreszeitliche Variation des Quotienten $\dot{D}_{er}/G$ infolge der verschiedenen jahreszeitlich bedingten Sonnenhöhen. Beispielsweise verringert sich der Quotient $\dot{D}_{er}/G$ zwischen dem Äquinoktium und dem Wintersolstitium um ca. 70%, wenn man die Variation des Ozongehalts unberücksichtigt läßt. Dieses Ergebnis ist in guter Übereinstimmung mit ähnlichen Untersuchungen von SCHULZE (1970, p.90).

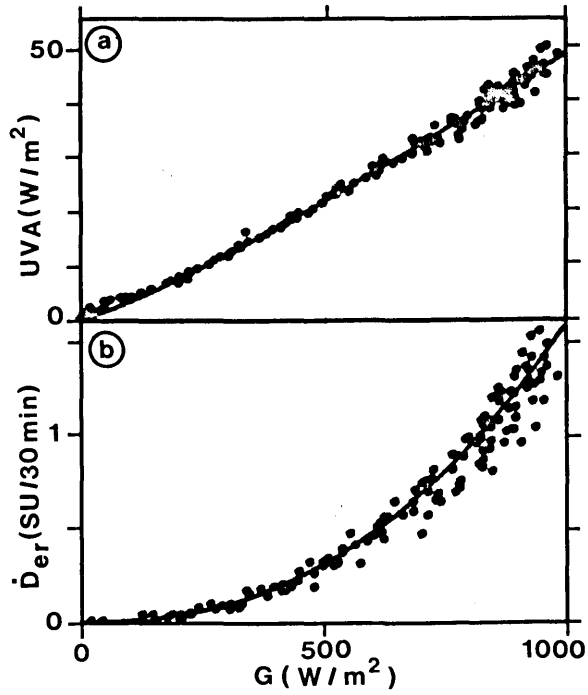


Abb. 2: a) Abhängigkeit der solaren UV-A Strahlung von der Globalstrahlung für halbstündige Mittelwerte. Die durchgezogene Linie entspricht dem Zusammenhang gemäß einem Potenzgesetz mit dem Exponenten 1.17. b) wie a) für die erythemwirksame Dosisleistung der solaren UV-B Strahlung. Der Exponent beträgt 2.35.

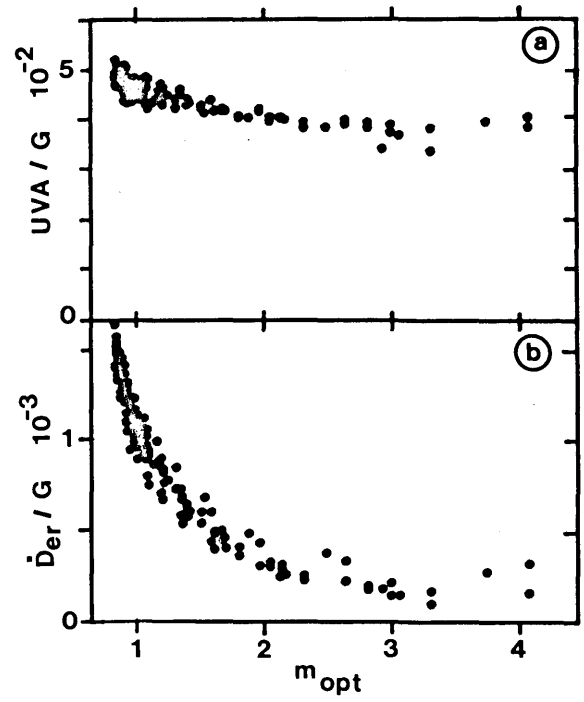


Abb. 3: a) Verhältnis der Intensität der solaren UV-A Strahlung zur Globalstrahlung in Abhängigkeit von der optischen Luftmasse. b) wie a) für die erythemwirksame Dosisleistung der solaren UV-B Strahlung ($\dot{D}_{er}$ in SU/30 min., G in W/m²).

Der Maximalwert von $\dot{D}_{er}$ betrug 3.1 Sunburn Units pro Stunde, entsprechend 0.2 W/m². Dies bedeutet, daß die minimale erythemwirksame Dosis (MED) in 19 Minuten erreicht wurde. Die Intensität des gesamten solaren UV-B Bereiches beträgt nach KIEFER (1977, p. 28 und 29) unter ähnlichen Bedingungen 1.6 W/m², also das 8-fache des erythemwirksamen Anteils. Das Maximum der Globalstrahlung betrug 960 W/m², somit ist der Anteil von $\dot{D}_{er}$ an der Globalstrahlung 0.02%. Der Anteil der UV-A Strahlung an der Globalstrahlung betrug für dieselbe Situation 4.8%. Diese Maximalwerte wurden am 4. September 1980 mittags erreicht. Die oben berechneten Anteile der UV-A Strahlung und von $\dot{D}_{er}$ an der Globalstrahlung unterliegen einer beachtlichen jahreszeitlichen Variation und hängen außerdem von der Seehöhe der Meßstelle ab. Die diesbezüglichen Untersuchungen sind noch im Gange.

3. SCHLUSSBEMERKUNGEN

Der UV Bereich spielt zwar energetisch eine untergeordnete Rolle, die Messungen sind jedoch vor allem im Zusammenhang mit medizinisch-biologischen Aspekten von Interesse. Einige der wichtigsten durch UV-A und UV-B ausgelösten Reaktionen sind direkte und indirekte Pigmentierung, UV-A und UV-B Erythem, fotochemische Reaktionen (z.B. Vitamin D Bildung), Fotoallergien, Fotosensibilisierung, Lichtdermatosen und das Hautkarzinom (KIEFER 1976, Kap. 9). Von besonderer Bedeutung ist, daß das Aktivierungsspektrum des Hautkarzinoms dem des Erythems ähnelt (PARRISH et al. 1978, p.158). Es kommt somit der Messung der erythemwirksamen Dosisleistung der solaren UV-B Strahlung eine besondere biologische Bedeutung zu.

Die Messungen wurden von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, finanziell unterstützt, wofür gebührend gedankt wird.

LITERATURVERZEICHNIS

BENER, P.: The diurnal and annual variations of the spectral intensity of ultraviolet sky and global radiation on cloudless days at Davos, 1590 m a.s.l. Contract AF 61 (052)-618 Technical Note No.2, Davos, January 1963

BERGER, D.: Sunburning Ultraviolet meter: Design and Performance; Photochemistry and Photobiology 1976, Vol. 24, p. 587 - 593

EPPLEY: Calibration Certificate of Eppley Ultraviolet Radiometer No. 19192 Newport: The Eppley Laboratory Inc. 1979

HENDERSON, S.: Daylight and its spektrum. 2nd edition Bristol: Adam Hilger Ltd 1977

KIEFER, J.: Ultraviolette Strahlen Berlin, New York: de Gruyter 1976

PARRISH, J.; ANDERSON,R.; URBACH, F.; PITTS, D.: UV-A: biological effects of ultraviolet radiation with emphasis on human responses to longwave ultraviolet; Chichester, New York, Brisbane, Toronto: J. Wiley & sons 1978

SCHULZE, R.: Strahlenklima der Erde. Darmstadt: D. Steinkopff 1970

URBACH, F.: The Biologic Effects of Ultraviolet Radiation. Oxford: Pergamon Press 1969

CONFRONTO CLIMATOLOGICO TRA DUE STAZIONI DI VETTA: M. CIMONE (m 2173) e M. PAGANELLA (m 2129)

Guglielmo Zanella
Istituto di Scienze Geografiche - Laboratorio di Climatologia
Università di Parma, Italia

KURZFASSUNG

In diesem Beitrag werden einige Ergebnisse eines klimatologischen Vergleichs über 20 Jahren (1961-1980) zwischen zwei Gipfelstationen (M. Paganella, 2129 m, in den Alpen; M. Cimone, 2173 m, in dem nördilichen Apennin) dargestellt. Der Vergleich betrifft die Lufttemperatur, die Windrichtung und die Windgeschwindigkeit.

1 PREMESSA

Il presente contributo illustra sommariamente i primi risultati di un confronto delle condizioni termiche e anemometriche relative a due stazioni meteorologiche poste una sul M. Cimone (m 2173) nell'Appennino Tosco-Emiliano e l'altra sul M. Paganella (m 2129) nelle Alpi trentine (fig. 1). Tali condizioni sono state dedotte dalle osservazioni di un periodo ininterrotto di 20 anni dal 1961 al 1980. Le due stazioni, che distano tra loro circa 220 Km, sono tra le più elevate nell'insieme di quelle attualmente in funzione sul territorio italiano ed anzi la stazione di M. Cimone risulta essere quella posta alla quota più alta per ciò che riguarda la intera catena appenninica. Il confronto tra queste due stazioni di alta montagna è attuabile perchè entrambe sono situate in una posizione di vetta, perchè hanno circa la stessa quota ed anche perchè appartengono al Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, la qual circostanza dovrebbe assicurare l'omogeneità dei dati in esse rilevati. La fonte dei dati utilizzati nello studio è costituita dagli Annuari di Statistiche Meteorologiche pubblicati annualmente dall'ISTAT.

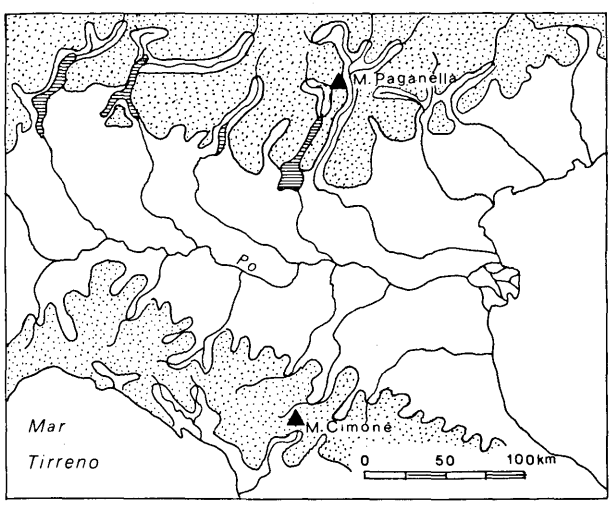


Fig. 1 - Posizione geografica delle due stazioni messe a confronto.

2 LA TEMPERATURA DELL'ARIA

La temperatura media annua dell'aria è pari a 2,1°C a M. Cimone e 1,7°C a M. Paganella. In tutte le stagioni M. Cimone ha una temperatura media superiore a quella di M. Paganella: la differenza maggiore si registra in inverno (1,2°C), la minore in primavera ed in estate ((0,1°C). Per ciò che riguarda l'andamento mensile della temperatura media, è da osservare che i valori più bassi di questa si hanno nel mese di febbraio a M. Cimone (-4,5°C) ed in quello di gennaio a M. Paganella (-5,6°C), i più alti in luglio in entrambe le località (10,3°C sul Cimone, 9,9°C sulla Paganella). E' da notare che nei mesi di maggio e di giugno la temperatura media della stazione alpina è superiore, seppur di poco, a quella della stazione appenninica (3,5°C contro 3,3°C in maggio, 7,8°C contro 7,4°C in giugno).

Il valore medio della temperatura minima è nell'anno pari a -0,1°C a M. Cimone ed a -0,9°C a M. Paganella. Lo scarto tra le due stazioni, sempre a favore di M. Cimone, raggiunge le punte più elevate in inverno (-6,0°C contro -7,2°C) ed in estate (6,8°C contro 5,8°C), quelle meno elevate nelle stagioni intermedie. Febbraio per M. Cimone e gennaio per M. Paganella sono i mesi dove la temperatura minima raggiunge in media i valori più bassi (-6,5°C e -7,6°C, rispettivamente), mentre i valori più alti della stessa si osservano in luglio a M. Cimone (7,8°C) ed in luglio-agosto a M. Paganella (6,5°C). Come si può ricavare dalla figura 2, che riproduce l'andamento medio mensile della temperatura minima e di quella massima nelle due stazioni, i valori delle minime di M. Cimone sono tutti superiori a quelli omologhi di M. Paganella.

Le temperature minime estreme registrate nelle due stazioni nel periodo considerato sono state -24,3°C a M. Paganella (marzo 1971) e -21,8°C a M. Cimone (gennaio 1963). E' da notare che valori di temperatura dell'aria inferiori a 0°C durante i mesi estivi sono abbastanza normali in entrambe le stazioni: in luglio, ad esempio, le minime più basse registrate nel ventennio sono state a M. Cimone - 1,4°C, a M. Paganella -2,4°C. Nella stazione appenninica i giorni di gelo (Tmin $\leqslant$ 0°C) sono 181 in media all'anno (85 in inverno, 59 in primavera, 2 in estate, 35 in autunno), mentre in quella alpina questi assommano a 191 (85 in inverno, 64 in primavera, 3 in estate e 39 in autunno).

Per ciò che concerne la temperatura massima, notiamo anzitutto che essa è in media nell'anno pressochè la medesima nelle due stazioni: 4,3°C al Cimone, 4,2°C alla Paganella. Tuttavia, mentre in inverno le temperature massime di M. Cimone sono in

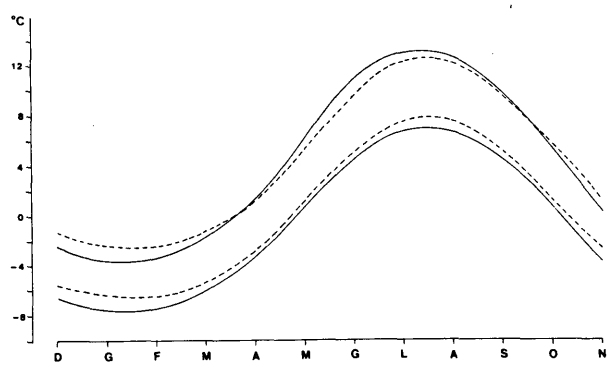


Fig. 2 - Andamento mensile della temperatura media delle minime e delle massime nelle stazioni di M. Paganella (*linea continua*) e di M. Cimone (*linea tratteggiata*).

media più alte di quelle registrate sulla Paganella (diff. 1,1°C), in primavera e soprattutto in estate è invece la stazione alpina che registra in media le massime più alte. In autunno i valori relativi alle due stazioni si equivalgono. L'andamento mensile (v. fig. 2) mostra che è in effetti nel periodo da aprile a settembre, cioè nel semestre caldo, che le temperature massime sono in media più alte sulla Paganella. La media delle massime più elevata si registra in entrambe le stazioni in luglio, quella più bassa in febbraio a M. Cimone, in gennaio a M. Paganella. Nel ventennio la temperatura estrema massima è stata di 23,4°C sul M. Cimone (luglio 1968), di 22,4°C sul M. Paganella (agosto 1974).

Ancora sul regime termico delle due località è da aggiungere che l'escursione annua è pari a 14,8°C a M. Cimone ed a 15,4°C alla Paganella, mentre quella diurna è, in entrambe le stazioni, massima in estate (4,9°C al Cimone, 6,7°C alla Paganella con una punta di 7,0°C in giugno) e minima in inverno con 4,0°C al Cimone e 4,1°C alla Paganella.

I dati qui riferiti ci portano a concludere che non risultano complessivamente grandi differenze dal punto di vista termico tra M. Cimone e M. Paganella. L'altitudine sembra dunque il fattore decisivo nella determinazione delle condizioni termiche delle due località.

3 LA FREQUENZA E LA VELOCITA' DEL VENTO

Occorre anzitutto premettere che i dati di frequenza e di velocità del vento secondo le otto principali direzioni di provenienza qui considerati sono relativi, per entrambe le stazioni, a tre osservazioni giornaliere (ore 7, 13, 19 TMEC); vengono inoltre indicate come calme velocità del vento nulle o inferiori a due nodi.

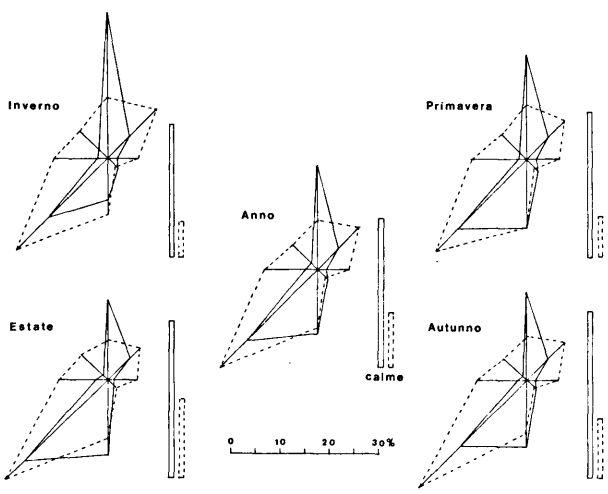


Fig. 3 - Frequenza percentuale del vento, secondo le otto direzioni principali di provenienza, e delle calme nelle stazioni di M. Paganella (*linea continua*) e di M. Cimone (*linea tratteggiata*).

Nel corso dell'anno (v. fig. 3) il vento più frequente a M. Cimone è decisamente quello da SW (28,2% sul totale di tutte le osservazioni comprese le calme), seguito da quello da S (12,2%), mentre alla Paganella vento prevalente risulta quello da N (21,8%), ma ben rappresentate nella stazione alpina sono pure le correnti da SW (19,9%). Al Cimone il vento meno frequente è quello da SE (2,7%), alla Paganella quello da E e da NW (1,7%). In media nell'anno le calme di vento costituiscono l'11,0% delle osservazioni a M. Cimone e ben il 30,8% delle stesse alla Paganella. Come si può ricavare dalla figura 3, in tutte le stagioni il vento da SW si manifesta a M. Cimone quale prevalente e pressochè con la stessa frequenza, con una punta massima pari al 31,1% delle osservazioni in autunno. Anche la frequenza delle altre correnti si mantiene, nella stazione appenninica, abbastanza costante nelle varie stagioni, mentre le calme mostrano qui un massimo in estate (16,2%) ed un minimo in inverno (7,2%). Per ciò che riguarda M. Paganella, notiamo che in questa stazione i venti da N prevalgano soprattutto in inverno (31,2%), mentre in estate sono le correnti da SW che prendono il sopravvento (23,8%). Nelle due stagioni intermedie i venti più frequenti sulla Paganella sono, circa in pari misura sia in primavera che in autunno, quelli da N e quelli da SW. Se si esclude un certo aumento dei venti da S in estate, per il resto la frequenza delle altre correnti si manifesta anche qui senza grandi variazioni da una stagione all'altra. Nella stazione alpina la frequenza delle calme si mantiene elevata in tutte le stagioni con un massimo pari al 34,4% delle osservazioni in autunno ed un minimo pari al 27,1% in inverno.

La velocità media del vento, considerata sulla base di tutte le osservazioni per le otto direzioni principali di provenienza e comprendendo anche le calme, risulta, nell'anno, di 32,3 Km/h a M. Cimone e di 15,7 Km/h a M. Paganella. Per direzione, a M. Cimone la velocità media più alta è relativa al vento da NE (49,8Km/h), quella più bassa al vento da NW (29,7Km/h), mentre è pari a 34,8 Km/h per la direzione che è dominante, cioè SW. Sulla Paganella la velocità più elevata è invece relativa alla corrente da N (27,0 Km/h) che è anche prevalente come frequenza, quella meno elevata alla corrente da E (14,3km/h).

Sia nella stazione appenninica che in quella alpina (v. fig. 4) l'inverno risulta la stagione più ventosa (velocità media del vento 40,9 Km/h al Cimone, 18,4 Km/h alla Paganella) con una punta massima di 59,4 Km/h per la direzione da NE, una minima di 37,1 Km/h per il vento da NW ed una velocità di 40,6 Km/h per la direzione dominante da SW, nella stazione appenninica; con un massimo di 29,2 Km/h per la corrente prevalente da N ed un minimo di 15,9 Km/h per la corrente da NE in quella alpina. In entrambe le località l'estate si presenta come il periodo dell'anno meno ventoso: in questa stagione, infatti, la velocità media del vento risulta pari a 22,4 Km/h sul Cimone (massima 33,7 Km/h da NE, minima 20,2 Km/h da NW, 28,1 Km/h per il vento da SW), mentre sulla Paganella essa è pari a 13,6 Km/h (massima 23,7 Km/h da N, minima 11,6 Km/h da E). Per ciò che riguarda le due stagioni intermedie, si nota che la primavera è di poco più ventosa dell'autunno sia nella stazione appenninica che in quella alpina (34,9 Km/h in primavera e 31,4 Km/h di velocità media del vento sul Cimone; 16,2 Km/h in primavera e 16,6 Km/h in autunno sulla Paganella).

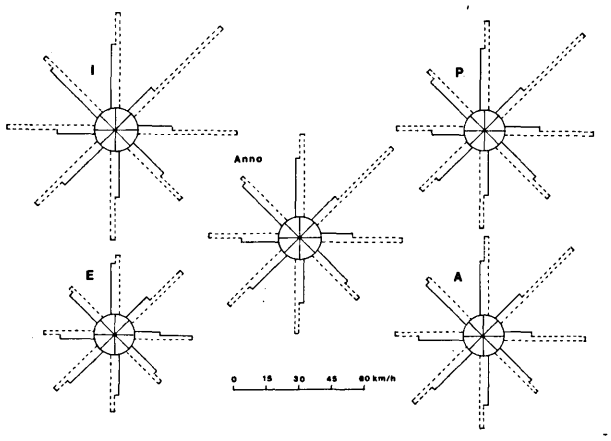


Fig. 4 - Velocità media del vento secondo le otto direzioni principali di provenienza nelle stazioni di M. Paganella (*linea continua*) e di M. Cimone (*linea tratteggiata*).

A differenza di quanto si è osservato per la temperatura, le condizioni anemometriche delle due località risultano abbastanza

dissimili e ciò è il risultato della diversa posizione geografica di queste e della diversa struttura orografica che fa da sfondo a ciascuno dei due siti. La prossimità (circa 50 Km) di M. Cimone al Mare Tirreno e quindi l'azione del contrasto terra-mare può giustificare l'alta frequenza delle correnti da SW e l'elevata velocità del vento misurata in questa stazione. E' da segnalare per inciso che in un recente studio sulle risorse eoliche in Italia, M. Cimone è risultata, tra le 48 considerate in tutto il territorio nazionale, la località più ventosa con un potenziale energetico di 44 mila mega joules annui per metro quadrato, contro, ad esempio, i 15mila di Pian Rosà (m 3480) e di M. Terminillo (m 1874) ed i 6500 appena di M. Paganella.

4 BIBLIOGRAFIA

CNR-PROGETTO FINALIZZATO ENERGETICA: Indagine sulle risorse eoliche in Italia. Roma-Milano: CNR-PEG 1981.

ISTAT: Annuario di Statistiche Meteorologiche. Roma: Quintily, volumi dal II al XXI.

KLIMATOLOGISCHE STUDIEN IM NATIONALPARK BERCHTESGADEN

Gerhard Enders
Lehrstuhl für Bioklimatologie
und Angewandte Meteorologie
Universität München

1. EINLEITUNG

Der Nationalpark Berchtesgaden im Südosten der Bundesrepublik Deutschland ist durch große Reliefunterschiede auf engem Raum gekennzeichnet: So mißt die Horizontaldistanz vom niedrigsten (Königssee: 604 m üNN) zum höchsten Punkt (Watzmanngipfel: 2713 m) nur rund 3.5 km. Die damit verbundene Arten- und Formenvielfalt hat dieses Gebiet nicht nur für naturwissenschaftliche Grundlagenforschung interessant gemacht, sondern nun auch für Untersuchungen zum Einfluß des Menschen auf alpine Ökosysteme im Rahmen eines UNESCO-Programms "Man and Biosphere". Da dem Klima eine entscheidende Rolle im natürlichen Wirkungsgefüge zukommt, war eine vorläufige Kartierung topoklimatischer Strukturen für gezielte zukünftige meteorologische Erhebungen und für eine erste Datenversorgung anderer Disziplinen in diesem Raum notwendig (ENDERS 1979a).

2. METHODIK

Soweit aus bisherigen Messungen Klimadaten in ausreichender Dichte vorlagen, wurden sie über statistische Beziehungen zu Topographie und Vegetation, die im Hochgebirge besonders deutlich hervortreten, auf die Gitterpunkte eines 200m 200m - Rasters extrapoliert, anderenfalls wurden potentielle Parameter als Hilfsgrößen für die klimatische Standortsbeschreibung berechnet und kartiert. Ein digitales Geländemodell enthält hierzu für jedes Rasterfeld Seehöhe (z), Neigung (n), Azimut (a) und Landnutzung (v); Grundlage der Datenerhebung war die topographische Karte 1:25 000.

3. ERGEBNISSE

3.1 Besonnung, Sonnenscheindauer, direkte Hangbestrahlung

Bei wolkenlosem Himmel sind Besonnungsverhältnisse und Sonnenscheindauer nur von Hanggeometrie, Horizontüberhöhung und Sonnenstand abhängig und lassen sich als potentielle Parameter über triviale strahlungsgeometrische Ansätze für jeden Augenblick bzw. Zeitraum berechnen.

Für Karten der direkten Hangbestrahlung - nach GEIGER (1969) für die praktische Geländebeurteilung wegen stärkerer Hervorhebung von Unterschieden besser geeignet als die globale Hangbestrahlung - wurde zusätzlich die atmosphärische Transmission als Funktion von Seehöhe, Tages- und Jahreszeit ($r = 0.98$) berücksichtigt. Diese Funktion wurde aus einem Vergleich von Meßwerten der direkten Strahlung im Alpenraum (STEINHAUSER 1939) mit berechneten extraterrestrischen Bestrahlungswerten ermittelt.

3.2 Lufttemperatur, Niederschlag, Verdunstung, Abfluß

Für Lufttemperatur (t) und Niederschlag (P) lagen in Form von klimatischen Mittelwerten der Periode 1931-1960 genügend Meßwerte vor, um über Regressionen statistische "Ortsfunktionen" abzuleiten. Dabei zeigte nur die Seehöhe z signifikanten Einfluß auf das Verteilungsbild. Die Gleichungen $t = 10.3-0.47 \cdot z$ für die Jahresmitteltemperatur und $P = 100\sqrt{221.7+7.9 \cdot z+0.505 \cdot z^2}$ für die mittlere Niederschlagshöhe (t in °C, P in mm, z in hm) boten aber mit Korrelationskoeffizienten von 0.98 bzw. 0.94 eine zufriedenstellende Kartierungsgrundlage.

Für die Evapotranspiration (E) stellte sich wie so oft das Problem, daß physikalische Verdunstungsformeln mangels dazu erforderlicher Daten nicht benutzt werden konnten. Daher wurde aus berechnetem Gebietsniederschlag und dem gemessenen mittleren Abfluß der Periode 1931-1960 zweier Einzugsgebiete a und b (Tabelle 1) im Nationalpark deren Gebietsverdunstung E_{ref} als Referenzwert gebildet, um daran die Güte nun empirisch zu bestimmender Rasterwerte - nach Flächenintegration - beurteilen zu können.

Nach Thornthwaite's Formel für verschiedene Stationen errechnete mittlere Jahressummen von E, wegen ausreichender Niederschläge als aktuelle Verdunstung anzusehen und über eine Höhenfunktion ($E = 655-12.3 \cdot z$; $r^2 = 0.99$) in Rasterwerte überführt, unterschätzten nach Integration zu Gebietsmitteln $\overline{E}$ den Erwartungswert $\overline{E}_{ref}$ um 28% bzw. 20%. Wird über den Vergrößerungsfaktor 1/cos n angenähert die wahre Größe jedes Rasterfeldes berücksichtigt (d.h die von der projizierten Rastereinheit verdunstende Wasser m e n g e um diesen Faktor erhöht), ver-

		Ilsank a)	Schwöbbr. b)	Stanggaß c)	Schellenb. d)	Sperbelgr. e)	Rappengr. f)
F_p	ha	121 440	156 560	48 000	411 640	55.8	59.2
F	ha	166 630	210 280	57 350	533 930	66.0	68.2
$\overline{z}$	m	1 353	1 598	1 046	1 323	1 060	1 135
$\overline{P}$	mm	2 062	2 199	1 903	2 050	1 633	1 702
$\overline{D}$	mm	1 388	1 626	1 052	1 367	772	1 006
$\overline{P}-\overline{D} = \overline{E}_{ref}$	mm	675	573	851	683	861	696
$\overline{E}_z$	mm	489	458	526	492	536	526
$\overline{E}_{z,F}$	mm	657	612	628	692	634	607
$\overline{E}_{z,F,v}$	mm	674	573	778	664	904	699

Projizierte (F_p) und "wahre" (F) Fläche, mittlere Höhe ($\overline{z}$), Gebietsniederschlag ($\overline{P}$) und Abfluß ($\overline{D}$) für verschiedenen alpine Einzugsgebiete; Vergleich des Referenzwertes $\overline{E}_{ref}$ mit flächenintegrierten Punktwerten ($\overline{E}$), abhängig von Höhe, wahrer Rasterfläche und Vegetationsart (v). Einzugsgebiete a) mit d): Nationalpark, Rasterlänge 200 m; e) und f): Schweiz, Rasterlänge 40 m.

Mapped (F_p) and real (F) basin area, mean elevation ($\overline{z}$), basin precipitation ($\overline{P}$) and runoff ($\overline{D}$) for different alpine watersheds; comparison of the reference value $\overline{E}_{ref}$ with integrated point values ($\overline{E}$) depending on elevation, real grid element size and vegetation type (v). Watersheds a) to d): Nationalpark (Southeast Bavaria), grid length 200 m; watersheds e) and f): Switzerland, grid length 40 m.

ringern sich die Abweichungen auf -3% bzw. +6%. Die Restfehler werden mit Landnutzungsunterschieden in beiden Einzugsgebieten erklärt und daraus iterativ vegetationsspezifische Verdunstungskoeffizienten bestimmt: Grasland 1.0, Wald 1.43, Strauchvegetation 1.17, Wasserflächen 1.5, unbewachsener Boden 0.54. Diese Koeffizienten wurden an weiteren Einzugsgebieten c mit f (Tabelle 1) mit befriedigendem Resultat getestet (ENDERS 1979b) und dann für den Gesamtbereich des Nationalparks verwendet.

Als Differenzen von Niderschlag und Verdunstung für jedes Rasterfeld konnten schließlich die mittleren jährlichen Abflußhöhen in gleicher Auflösung kartiert werden.

Um die erzielte Flächenauflösung weitgehend ver-

mitteln zu können, wurde in einem an anderer Stelle (ENDERS 1982) veröffentlichten Kartensatz im Maßstab 1:50 000 die Rasterdarstellung beibehalten und auf generalisierende Isolinien verzichtet.

4. AUSBLICK

Zur Verifizierung dieser theoretischen Topoklimatologie haben erste Feldmessungen auf als besonders interessant oder problematisch erkannten Flächen begonnen. Für langfristige Untersuchungen sowie zur Erfassung von Phänomenen, die nicht mit solch einfachen Ansätzen beschrieben werden konnten, wurde ein Netz von ortsfesten automatischen Stationen längs eines Hangprofiles (650 m bis 1800 m) projektiert, von dem zu hoffen bleibt, daß es im Zuge der nun verstärkt im Nationalpark einsetzenden Forschungsarbeiten auch realisiert werden kann.

5. LITERATUR

ENDERS, G.: Theoretische Topoklimatologie. Nat. Park Berchtesgaden, Forschungsber. 1 (1979), 92 S.

Enders, G.: Die Berücksichtigung von Relief und Vegetation bei der Berechnung der Evapotranspiration. Univ. München, Met. Inst., Wiss. Mitt. 35 (1979), 87-91.

Enders, G.: Theoretische Topoklimatologie - Kartenteil. Nat. Park Berchtesgaden, Forschungsber. 4 (1982).

GEIGER, R.: Topoclimates. In: H. FLOHN (Ed.): World Survey of Climatology, Vol. II, Elsevier 1969.

STEINHAUSER, F.: Die Zunahme der Intensität der direkten Sonnenstrahlung mit der Höhe im Alpenland und die Verteilung der 'Trübung' in den unteren Luftschichten. Met. Ztsch. 56 (1939).

DIE NIEDERSCHLAGSVERHÄLTNISSE IM INNEREN ÖTZTAL

M.Kuhn, U.Nickus, F.Pellet
Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck

1.EINLEITUNG

Das hintere Ötztal kann mit seinen hydrologischen Bedingungen und seiner Vegetation zu den inneralpinen Trockentälern gerechnet werden, in den künstliche Bewässerung schon lange eine wirtschaftliche Notwendigkeit war. Der Abstand vom Alpenrand ist allgemein spürbar und wird für die Talstationen wie Vent noch dadurch verstärkt, daß außer am eigentlichen Hauptkamm Stau- und Leewirkungen an den im Norden und Süden vorgelagerten hohen Gipfeln auftreten.

In diesem Gebiet liegen zwei Klimastationen mit langen Beobachtungsreihen, Vent und Obergurgl, dazu kommen zahlreiche Totalisatoren der Kraftwerksgesellschaften. Das Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck hat seit 1964 das Meßnetz im Rofental intensiviert und 1975 in der Umgebung von Obergurgl zwei Totalisatoren beim Schönwieskopf am Ausgang des Rotmoostals und auf dem Südrücken der Hohen Mut aufgestellt.

Der Abfluß wird an drei Pegeln gemessen: Obergurgl (72 km^2), Vent (165) und Vent/Rofenache (98), woraus der Abfluß des Niedertals berechnet werden kann. Der vergletscherte Anteil des Einzugsbereichs ist 44% für das Rofental, 38,5% für den Pegel Obergurgl (GROSS, pers. Mitteilung)

Von vier Gletschern des Gebiets liegen detaillierte Massenhaushaltsuntersuchungen nach der direkten glaziologischen Methode vor: Hintereisferner, Kesselwandferner (HOINKES 1970) und Langtaler und Vernagtferner (REINWARTH 1972).

STAUDINGER hat im Rahmen seiner Dissertation aus Profilmessungen auf einer Wiese bei Obergurgl und auf der Hohen Mut die Verdunstungssummen der Vegetationsperioden 1976-78 bestimmt.

Mit diesem Material sollen im Folgenden zwei Themen behandelt werden: 1. mesoskalige Unterschiede im Niederschlagsregime und 2. der Versuch, den Gebietsniederschlag aus der hydrologischen Bilanz zu bestimmen. Die Ausgangsdaten sind für die Jahre 1975-78 in den Tabellen 1 bis 4 zusammengestellt.

Tabelle 1: Niederschlagssummen in mm
Mittel der Jahre 1974/75 bis 77/78
und ihr Verhältnis zur Station Vent.

	X-IV	V-IX	hydr. Jahr
Obergurgl	4o3	425	828
1950 m	1,37	1,o9	1,21
Schönwies	556	544	11oo
2310 m	1,88	1,39	1,61
Hohe Mut	422	461	883
2580 m	1,43	1,18	1,29
Vent 1900 m	295	390	685
Hochjochh.	379	466	845
2360 m	1,28	1,19	1,23
Rofenberg	4OO	672	1072
2830 m	1,36	1,72	1,56
Hintereis	643	737	1380
2970 m	2,18	1,89	2,o1

Tabelle 2: Verdunstung der Monate VI-VIII

	1976	1977	1978	
Wiese 2000m	221	222	---	mm
Hohe Mut 2580	166	173	(240)	

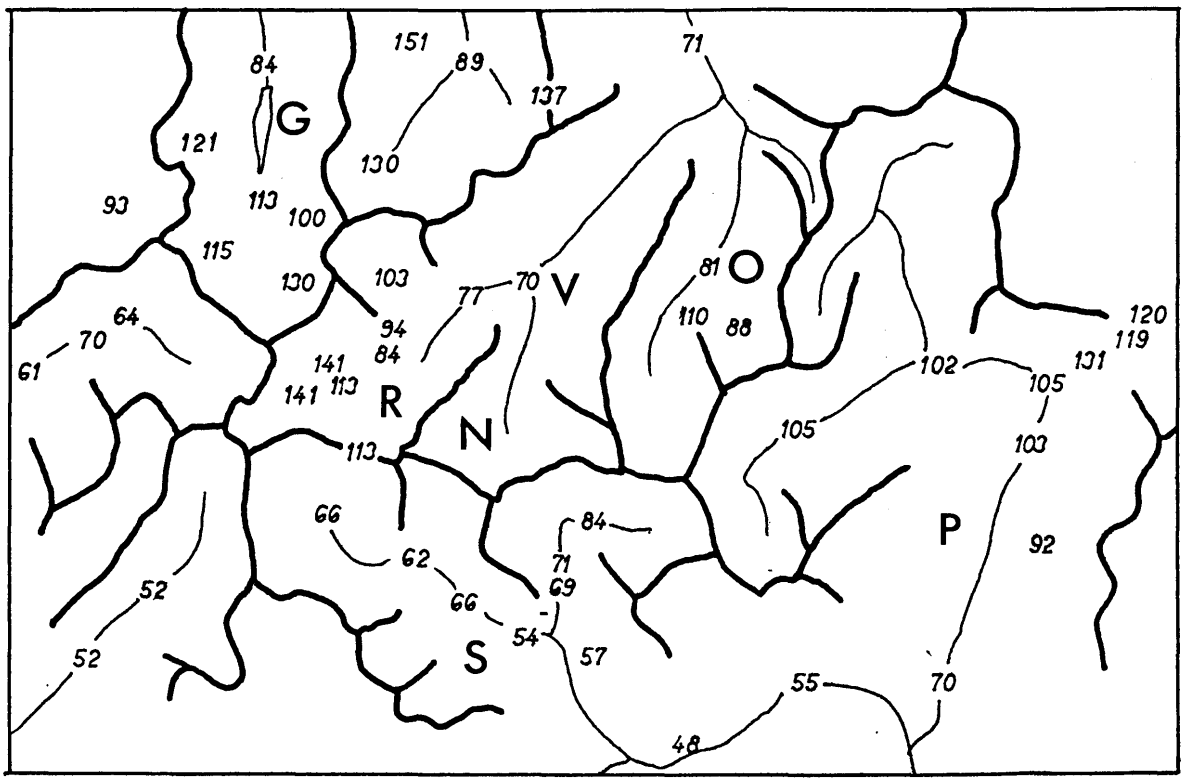


Abbildung 1: Jahressummen des Niederschlags in cm nach FLIRI (1975). G: Gepatschsee, R: Rofental, N: Niedertal, V: Vent, O: Obergurgl, P: Passeiertal, S: Schnalstal.

Tabelle 3: Abflußhöhen in mm (HZB 1975-78)

	74/75	75/76	76/77	77/78	Mittel
Rofental	1281	990	1259	984	1130
Niedertal	1o4o	913	1390	1116	1115
Obergurgl	1523	1117	1588	1065	1320

Tab. 4: Spezifische Massenbilanzen in mm

Hintereis	±65	-314	+760	+411	+230
Kesselwand	+370	-40	+700	+423	+360
Vernagt	+171	+76	+352	+235	+21o

(MARKL 1979, REINWARTH persönliche Mitteilung)

2. DIE NIEDERSCHLAGSDICHTE DER STATIONEN VENT UND OBERGURGL BEI VERSCHIEDENEN WETTERLAGEN

In Tabelle 1 fällt auf, daß die drei Stationen des Gurgler Tals im Winter (X-IV) einen höheren Niederschlagsüberschuß über Vent haben als im Sommer, und daß die Absolutwerte von Obergurgl, Schönwies und Mut im Winter näher an denen des Sommers (V-IX) liegen als die der Stationen des Venter Gebiets. Zur Analyse dieses Unterschieds wurden für Vent und Obergurgl die Niederschlagsdiechten der Jahre 1963-75 für bestimmte Wetterlagen nach LAUSCHER berechnet:

$$\text{N-Dichte} = \frac{\Sigma N \text{ an Tagen mit der best. Wetterl.}}{\text{Zahl aller Tage mit dieser Wetterl.}}$$

Um das Datenkollektiv nicht unnötig zu zersplittern,wurden die Wetterlagen in Gruppen zusammengefaßt und das Jahr dreigeteilt. Die Mediane der resultierenden Verteilung sind in Tabelle 5 zusammengestellt. In den Monaten XI-II und III-V liegt die N-Dichte von Obergurgl bei allen Wetterlagen über der von Vent,

Tabelle 5: Medianwerte der Niederschlagsdichten in mm d^{-1} für Wetterlagengruppen nach LAUSCHER.

	N	NW W TB	SW S	TS TSW TWM Vb	TR TK	
Wi	0,5	1,6	0,8	1,7	2,1	Vent
XI-II	0,9	3,6	1,4	3,0	2,9	Obergurgl
Fr	0,6	2,0	0	1,9	2,3	Vent
III-V	1,0	3,0	0	3,5	3,0	Obergurgl
So	1,4	2,6	0,6	5,2	4,7	Vent
VI-X	1,5	3,1	0,2	5,2	5,5	Obergurgl

zum Teil doppelt so hoch. Daß dies bei allen Windrichtungen der Fall ist, scheint Schneeverwehungen an der undünstig gelegenen Staion Obergurgl auszuschließen, dagegen spricht auch der gleichlaufende Niederschlagsüberschuß von Schönwies und Mut. Vent (1900 m) verdankt seine Wintertrockenheit der abgeschirmten Lage zwischen Wildspitze (3770) und Ramolkogl (3550).

Im Sommer sind die Gegensätze abgeschwächt oder umgekehrt: obwohl Vent mit 9 km weiter vom Hauptkamm entfernt ist als Obergurgl (ca.6 km), bleibt der Stau bei Südlagen im Sommer in Vent wirksamer. Insgesamt zählt aber der Föhn nicht zu den ergiebigen Wetterlagen, ebensowenig wie Hochdruck und Nordlagen.

3. NIEDERSCHLAGSVERTEILUNG IN DEN NACHBARTÄLERN

Zu allen Jahreszeiten bedeutet Tiefdruck im Mittelmeer (TS,TSW, TWM, Vb) ergiebige Niederschläge für die zentralen Ötztaler Alpen. Das ist

erstaunlich, wenn man bedenkt, wie wirksam die Ortlergruppe den Vintschgau abschirmt, wird aber mit einem Blick auf Abbildung 1 verständlich. Auf dieser Karte sind die Jahresniederschläge eingetragen, sie zeigt für das untersuchte Gebiet zwei Kanäle, durch die feuchte Luftmassen ungehindert eindringen können: im Norden über den Fernpaß ins Pitztal, im Süden über das Sarca- und Etschtal ins Passeiertal, wo nördlich von St. Leonhard ein Riegel mit 1600 - 2000 m Überhöhung die Zufuhr staut. Das Obergurgler Gebiet profitiert offensichtlich vom Niederschlagsreichtum des Passeiertals, mit ihm auch noch das Pfossental, während Vent, Rofen- und Schnalstal den trockenen Charakter des Vintschgaus teilen.

4. DIE HÖHENABHÄNGIGKEIT DES NIEDERSCHLAGS

Trägt man die Jahressummen des Niederschlags gegen die Höhe der Stationen auf wie in Abb.2, so findet man unter 1500 m nahezu konstante Werte für die einzelnen Gebiete, darüber eine Zunahme von rund 5oo mm pro km. Im unteren Ötztal überwiegt zunächst noch die Abnahme mit wachsender Entfernung vom Alpennordrand, im unteren Schnalstal laufen Rand- und Höhenwirkung gleichsinnig. Dagegen erreichen im Passeiertal die Werte von Meran aus rasch das oben erwähnte , sekundäre Maximum bei 600 - 700 m Höhe. Würde man hier noch die Werte des Pitztals eintragen, so lägen sie nahe bei denen des Passeiertals, die des Matscher, Planeil- und Langtauferer Tals sogar unter denen des Schnalstals.

Hydrologisch gesehen sind also die Täler südwestlich von Ventder Kern der Ötztaler Alpen, das Gurgler Tal ist weniger abgeschirmt und Passeier- so wie Pitztal erfahren die höchsten Niederschläge des Gebiets.

5. DIE HYDROLOGISCHE BILANZ

Nach den Tabellen 1 bis 4 können für die gesamten Einzugsgebiete folgende Abschätzungen gemacht werden, deren Methode HOINKES und LANG (1962) beschrieben haben:

	Rofental	Obergurgl	
Abfluß	11oo	13oo	mm
Verdunstung	2oo	2oo	
Massenbilanz	1oo	1oo	
Theoretischer Gebietsniederschlag	14oo	16oo	

Im Vergleich zu Abbildung 2 ist der geforderte Gebietsniederschlag in beiden Fällen zu hoch. Auch wenn man den kombinierten Fehler von Verdunstungs- und Massenbilanzbestimmung als +- 1oo mm annimmt, wird ein zur Abbildung 2 passender Niederschlag nicht erreicht. HOINKES und LANG haben dieses Dilemma damit gelöst, daß sie den Winterniederschlag von Totalisatoren an Akkumulationsmessungen angepaßt haben, womit ein maximaler Wert des wirklichen Niederschlags abgegrenzt werden kann.

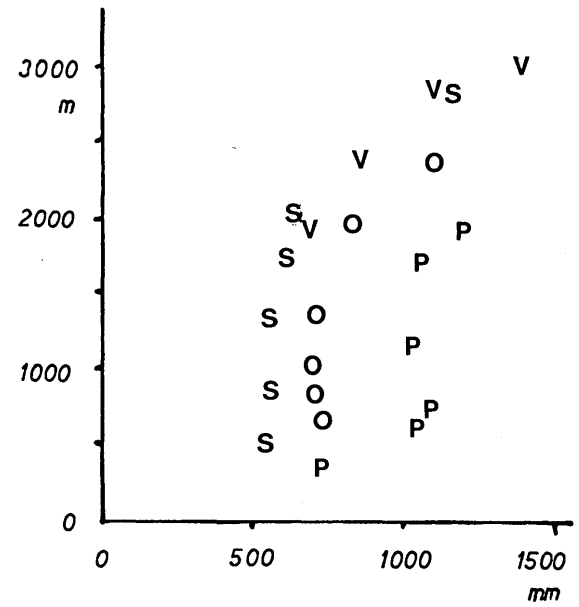


Abbildung 2: Jahressummen des Niederschlags in mm für ausgewählte Stationen im Schnalstal (S), Rofental (V), Ötztal bis Obergurgl (O) und Passeiertal (P).

Der Unterschied im Abfluß von Obergurgl und Vent ist von der gleichen Größenordnung wie der Unterschied in den Totalisatoren dieser Gebiete, systematische Fehler können in beiden Größen aufscheinen und sollten weiter diskutiert werden. Fest steht, daß in diesem klimatologisch und glaziologisch so gut untersuchten Gebiet Verdunstung und Speicherung keine schwerwiegende Fehlerquelle mehr bedeuten.

6. LITERATUR

FLIRI, F!: Das Klima der Alpen im Raum von Tirol. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1975

HOINKES,H.: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 6, S.37-9o. 197o

HOINKES,H,, LANG,H.: Winterschneedecke und Gebietsniederschlag1957/58 und 58/59 im Bereich des Hintereis und Kesselwandferners (Ötztaler Alpen). Archiv für Met. Geoph. Biokl. Bd. 11, H.4, S.424-446, 1962.

HZB: Hydrographisches Jahrbuch von Österreich. Hydrogr. Zentralb. Bd.83- 86, 1975-78.

MARKL, G.: Neue Mssenahushaltswerte von Hintereisferner und Kesselwandferner 1975/76 - 1977/78. Z.f. Gletscherkunde und Glazialgeol. Bd. 15, H.1, S. 95-99.1979

REINWARTH, O.: Untersuchungen zum Massenhaushalt des Vernagtferners. ZGG 8:43-63, 1972.

SONNENSTRAHLUNG UND TEMPERATUR IM GEBIRGE

Ján Lukáč, Jesus Seco
Geophysikalisches Institut der SAW,Bratislava,Tschechoslowakei
Sektion Physik, Universität Salamanca, Spanien

In diesem Beitrag handelt es sich um die Untersuchung der Beziehungen zwischen dem Monatsmittel der Intensität der Globalstrahlung Q und dem Monatsmittel der Lufttemperatur ϕ T, wie auch des Monatsmittels des Lufttemperaturminimum T_{min} für den Zeitraum 1967-1980 am Skalnaté Pleso(φ=49°12′, λ=20°14′ H=1778 m) und für den Zeitraum 1971-1980 in Mlyňany(φ=48°19′, λ=18°22′ H=185 m). Es ist uns klar, dass die Untersuchung der Korrelationsbeziehungen zwischen zwei Elementen uns nicht alle Einflüsse,die sich geltend machen, voll erfassen, doch kann sie uns wenigstens die Haupttendenzen,welche sich in diesen Beziehungen äussern, zeigen(LETTAU 1951,S.189; SECO 1973, S.179).

Der Jahresgang der angeführten Experimentaldaten approximierten wir durch die Reihe von Furier in der Form

$$I_k = a_o + a_1 \sin (k.x + A_1) \qquad (1)$$

wo a_o der Jahresmittelwert; a_1 die Amplitude der ersten harmonischen; k= 0,1.....11; x=der Zeitwinkel; A_1 der Fasenwinkel ist.

In dieser Weise erhalten wir die Strahlungs-und Thermowelle entweder in analytischer oder in graphischer Form und aus dem Verlauf dieser Wellen können wir deren gegenseitige Zusammenhänge untersuchen.

Die Approximation der Messwerte durch die erste harmonische halte ich als ausreichend für diese Zwecke in Anbetracht auf die berechneten Werte des Korrelationskoeffizienten. Für die Intensität der Globalstrahlung erhalten wir r = 0,77 für Skalnaté Pleso und r = 0,98 für Mlyňany (BAKYTOVÁ 1975).

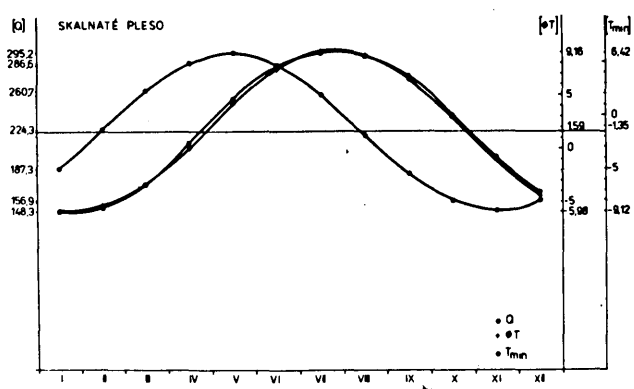


Abb.1

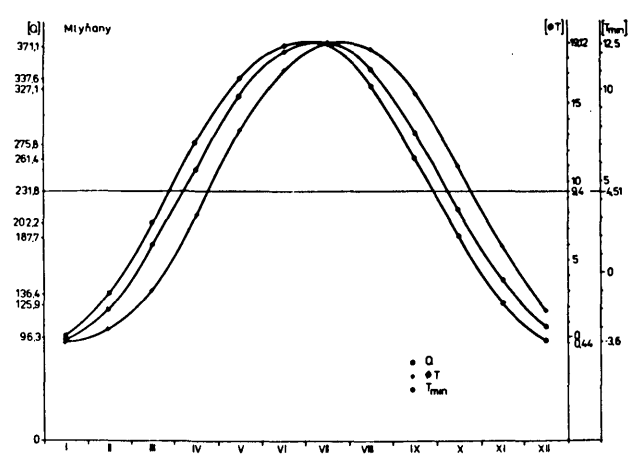


Abb.2

Auf den Abbildungen 1-2 sind die Jahresgänge der Approximationswerte der

Monatsmittelwerten der Intensität der Globalstrahlung, des Monatsmittels der Lufttemperatur und des Monatsmittels des Lufttemperaturmunimum am Skalnaté Pleso und in Mlyňany.
Am Skalnaté Pleso erreicht das Monatsmittel der Intensität der Globalstrahlung das Maximum im Monat Mai und das Minimum im Monat November. Eindrucksvolle Verschiebung der Extremwerte gegenüber der Sonnenkulmination ist höchstwahrscheinlich durch Zirkulationsfaktoren und der Konfiguration des Terrains-beträchtliches Uberragen des Horizontes von SW zu NNE-verursacht (KONČEK 1974).
Die Temperaturkurven haben einen sehr ähnlichen Verlauf mit dem Maximum Ende Juni und dem Minimum Ende Januar. Die Fasenverschiebung zwischen der Strahlungs-und Thermowelle macht annähernd zwei Monate.
In Mlyňany erreicht das Monatsmittel der Intensität der Globalstrahlung das Maximum am Durchbruch der Monate Juni-Juli und das Minimum in Dezember. Die Temperaturkurven haben eine Fasenverschiebung gegenüber der Globalstrahlung annähernd 10 Tage bei dem Temperaturminimum und 25 Tage bei dem Temperaturmittel. Das Monatsmittel der Lufttemperatur sowie auch das Monatsmittel des Lufttemperaturminimum erreichen das Maximum Ende Juli und das Minimum in Januar.
Die Abhängigkeiten der Temperaturen von der Globalstrahlung am Skalnaté Pleso zeigt auf eine schwache Beziehung zwischen den untersuchten Grössen. Im Fall der Fasenverschiebung von zwei Monaten erhöht sich der Korrelationskoeffizient.
Die Abhängigkeiten der Temperatur von der Globalstrahlung in Mlyňany erreichen hohe Werte.

Die Ergebnisse weisen auf verschiedene Abhängigkeit zwischen den untersuchten Charakteristiken hin.In Niederungen sind diese Bindungen zwischen zwei Charakteristiken ausdrucksvoll, auch die Korrelationskoeffiziente deuten dies an. In Gebirgslagen dagegen sehen wir eine schwächere Abhängigkeit bei den untersuchten Elementen, deswegen wird es nötig Beziehungen mit anderen Strahlungscharakteristiken (Monatssummen der Globalstrahlung, Strahlungsbilanz usw.) zu suchen.

Literatur :

BAKYTOVÁ,H.; UGRON,M.; KONTŠEKOVÁ,O.: Základy štatistiky, Alfa,Bratislava,1975

KONČEK,M.; und Kollektiv: Klíma Tatier, Veda,Bratislava,1974

LETTAU,H.: Theory of surface-temperature and heat-transfer oscilations near a level ground surface.Trans.Am.Geophys.Union,V 32,No 2, S. 189-200, 1951

SECO,J.; EGIDO,M.; GARMENDIA,J.:Desfases entre radiadión y temperatura.Rev. Geof.,V 32,No 2, S. 179-195, 1973

Sur la détermination de la répartition des valeurs maximales à partir de celle des grandes valeurs.

R. Sneyers

Institut royal météorologique de Belgique

Abstract.

When large values are independently distributed and when their distribution function is known, the distribution function of the largest (i.e. maximum) value may be derived from this distribution function. As a consequence of this principle, it is possible to give for the annual maximum of a meteorological variate good estimations for fractiles with large return period i.e. the secular maximum with using relatively short series of observations. Two examples are given with the use of five years of observations : a) the annual maximum speed of the wind at Uccle; b) the annual maximum of the daily rainfall at Uccle.

---

1. Introduction.

La détermination de la répartition de valeurs extrêmes telles que le maximum annuel d'une variable météorologique, nécessite habituellement la mise à disposi-tion de longues séries d'observations. En particulier, ce n'est guère qu'à partir de séries de vingt ou trente années d'observations que l'on peut espérer faire une prévision statistique du maximum séculaire avec quelque confiance.

Berger et al [1] ont rappelé à ce sujet la théorie développée par Langbein [2] et Chow [3], théorie qui montre tout le parti que l'on peut tirer du fait que la valeur maximale peut être considérée comme la plus grande parmi les grandes valeurs d'une répartition donnée.

Plus précisément, si F est la fonction de répartition des grandes valeurs et si k est le nombre de grandes valeurs sélectionnées, si celles-ci se succèdent chronologiquement de façon indépendante, la loi de répartition ϕ de la plus grande valeur sera donnée par la relation :

$$\phi = (F)^k \qquad (1)$$

Il s'ensuit que si l'on dispose de la série des grandes valeurs pour un petit nombre d'années (par ex. dix grandes valeurs pour cinq années) on peut espérer pouvoir déter-miner la fonction de répartition ϕ avec une précision satisfaisante à partir de la fonction F et, par conséquent, donner de bonnes estimations du maximum séculaire ou d'autres fractiles à grande période de retour.

Il est clair que la qualité des prévisions fournies par la fonction ϕ dépend de l'adéquation de la fonction F relativement à la répartition des grandes valeurs et si certaines considérations théoriques suggèrent que F puisse avoir de façon asymptotique la forme d'une loi exponentielle, en pratique, il conviendra toujours de rechercher la fonction de répartition qui s'ajuste le mieux à la répartition observée des grandes valeurs.

L'objet de la présente note est de montrer sur deux exemples : les valeurs journalières à Uccle (Bruxelles) de la pointe maximale du vent et de la quantité d'eau recueillie, comment à l'aide d'une série d'observations relativement courte (cinq années) on peut obtenir avec une bonne approximation la loi des extrêmes annuels.

2. Les pointes maximales annuelles de la vitesse du vent à Uccle.

Pour l'application de la méthode, on a déterminé pour chacune des cinq années de 1976 à 1980 les dix plus grandes valeurs de la pointe maximale journalière de la vitesse du vent à Uccle. Bien que la vérification du caractère aléatoire simple de la série au moyen de tests appropriés (cf. [4] p. 6) fasse apparaître l'existence d'une légère persistance (corrélation sériale), le calcul a été effectué comme si la série était indépendante.

Parmi les diverses lois dont l'adéquation à la série d'observations a été vérifiée : loi normale, loi log-normale, loi gamma et loi doublement exponentielle, c'est la dernière loi qui s'ajuste le mieux.

Si F est la fonction de répartition de cette loi doublement exponentielle, on en déduit que la loi du maximum annuel a pour fonction de répartition $(F)^{10}$. Dans ce cas-ci, la loi du maximum est donc aussi une loi doublement exponentielle. On en tire les fractiles de durées moyennes de retour T = 2, 6, 10, 25, 30, 50 et 100 indiqués au tableau 1, auxquels on a adjoint pour la comparaison, les fractiles de même durée de retour trouvés dans [5] d'après la période 1940-1969.

Tableau 1

Maximum annuel des pointes du vent à Uccle.

Fractiles de durée moyenne de retour T (m/s).

T	2	6	10	25	30	50	100
1976-80	29,5	32,6	33,8	36,0	36,4	37,6	39,2
1940-69	29,7	34,2	36,1	39,4	40,0	41,8	44,2

On constate ainsi que si les valeurs à la médiane (T = 2) concordent très bien, par contre, les valeurs séculaires

diffèrent d'une façon assez marquée. Comme, de plus, on peut montrer que la différence entre les valeurs séculaires est significative on en conclut que les pointes maximales du vent ont été systématiquement plus faibles au cours de la période 1976-80.

La même comparaison a été effectuée pour les pointes maxi-males du vent à Ostende au littoral belge. Comme ici cette comparaison entre les mêmes périodes ne fait apparaître aucune différence significative on en déduit pour Uccle l'existence d'un effet local.

3. Le maximum annuel de la cote pluviométrique journalière à Uccle.

La même méthode a été appliquée aux dix plus grandes valeurs de la cote pluviométrique journalière à Uccle de chacune des années 1976 à 1980. Comme l'application de tests appropriés permet d'accepter l'hypothèse d'une série aléatoire simple, la méthode s'applique ici sans restriction.

Diverses lois ont à nouveau été envisagées : normale, log-normale, gamma, doublement exponentielle et doublement exponentielle logarithmique. Parmi celles-ci, c'est la dernière qui s'ajuste le mieux à la série d'observations. Si F est la fonction de répartition de cette loi, la loi des extrêmes a donc ici aussi pour fonction de répartition $(F)^{10}$.

Les fractiles de durées moyennes de retour T = 2, 6, 10, 25, 30, 50 et 100 qu'on en déduit ont été indiqués au tableau 2; on y a adjoint les fractiles tirés de la période 1901-72 obtenus dans [6].

Tableau 2.

Maximum annuel des cotes pluviométriques journalières à Uccle.

Fractiles de durée moyenne de retour T (mm).

T	2	6	10	25	30	50	100
1976-80	31,1	43,8	50,5	64,4	67,5	77,1	92,2
1901-72	31,2	44,7	51,8	66,8	70,2	80,6	97,3

Le calcul montre cette fois que les différences entre les deux séries de fractiles ne sont pas significatives; on peut donc conclure à un accord excellent.

4. Conclusions.

En résumé, les deux exemples traités montrent que la méthode des grandes valeurs permet d'obtenir de bonnes estimations de la répartition des maximums annuels à partir d'une période d'observation relativement courte. Outre l'intérêt économique de la méthode qui valorise rapidement des séries brèves, on aura constaté qu'elle permet également de faire ressortir les tendances récentes qui auraient affecté la série d'observations.

Références

[1] Berger et al (1981) – Statistical Distribution of Daily and High Atmospheric SO_2 - Concentrations - en préparation, pour Atmospheric Environment.

[2] Langbein W.B. (1949) – Annual floods and the partial duration flood series, Transaction American Geophysical Union, Vol. 30, n° 6, pp. 879-881.

[3] Chow V.T. (1950) – Discussion on "Annual floods and the partial duration flood series" by W.B. Langbein, Transaction, American Geophysical Union, Vol. 31, pp. 939-941.

[4] Sneyers, R. (1975) – Sur l'analyse statistique des séries d'observations, O.M.M. Note Technique n° 143, Genève.

[5] Sneyers, R. (1971) – Les pointes maximales du vent en Belgique, I.R.M., Pub. A, n° 73.

[6] Sneyers, R. (1977) – L'intensité maximale des précipitations en Belgique, I.R.M., Pub. B, n° 86.

IL PROGRAMMA DI RICERCA DELLA COMUNITA' ECONOMICA EUROPEA NEL SETTORE DELLA CLIMATOLOGIA. ASPETTI INTERESSANTI I CONGRESSI DI METEOROLOGIA ALPINA.

Vittorio Cantù
Osservatorio di Meteorologia dell'Aeronautica Militare
I-00062 VIGNA DI VALLE

GENERALITA'

La Comunità economica europea ha in corso un programma di ricerca nel campo della Climatologia, evidentemente mosso dall'esigenza di emanare le direttive comunitarie sulla base di dati convincenti.
Il programma si articola in due settori: "Comprendere i meccanismi del clima" (che consta di due parti dedicate alla ricostruzione del clima passato ed alla modellistica climatica) e "Interazioni uomo-clima" (che consta di due parti dedicate all'influenza della variabilità climatica sulle risorse europee ed ai rischi climatici). Le considerazioni che seguono riguardano la prima parte del primo settore.

PROBLEMI DI COORDINAMENTO

Il programma è attuato come azione indiretta per mezzo di contratti a spese ripartite stipulati tra la Commissione ed istituti di ricerca pubblici e privati dei paesi membri. E' una soluzione efficace quando le lacune sono dovute a scarsità di mezzi finanziari, ma non quando (e sospettiamo sia il caso più frequente) esse sono dovute a mancanza di interesse da parte degli istituti esistenti. Per conseguire risultati migliori occorrerebbe l'intervento di un organismo come l'Organizzazione Meteorologica Mondiale, la quale ha il potere e soprattutto il prestigio necessari ad imporre determinati comportamenti ai servizi nazionali, oppure di un'agenzia specializzata che inviasse proprie squadre là dove studiosi locali segnalano materiale importante.
L'OMM promuove attivamente un Programma climatologico mondiale, ma sembra concentrare i suoi sforzi su aspetti diversi dalla climatologia storica.
Affidare la raccolta delle notizie sul clima passato ad una agenzia europea, che potrebbe essere benissimo uno dei Centri comuni di Ricerca esistenti, costituirebbe quindi la soluzione più realistica e redditizia ed auspico che il nostro convegno la proponga con un apposito voto o meglio ancora prenda una propria iniziativa, in considerazione della circostanza che non tutti gli stati ad esso tradizionalmente pertecipanti sono membri della CEE.

PARTICOLARE IMPORTANZA DELLE ALPI

Per l'avanzare ed il ritirarsi dei loro ghiacciai, per l'appartenere al continente dov'è sorta la scienza moderna, per l'avere da secoli una popolazione relativamente densa e dotata di continuità culturale, le Alpi sono eccezionalmente adatte a ricostruire i climi del passato. Sarebbe auspicabile che il congresso di Meteorologia alpina producesse un volume di sintesi destinato ad essere il riferimento corrente nei prossimi lustri. In questo senso hanno già fatto non poco i colleghi svizzeri col volume Das Klima, Analysen und Modelle. Geschichte und Zukunft (Berlino, Springer, 1980; curato da H. OESCHGER et al). Tuttavia è certamente possibile mettere insieme una rassegna più sintetica, più completa e più adatta al non specialista. Mi sia permesso di osservare che per conquistarsi nella storia della scienza il posto che in realtà si meritano i nostri congressi dovrebbero preoccuparsi maggiormente di produrre siffatte "pietre miliari".

OPPORTUNITA' DI SCAVI PALEOCLIMATOLOGICI

In parecchie regioni si sono raccolti indizi

paleoclimatici sufficienti ad ipotizzare le differenze tra il clima presente e quello di talune epoche passate. La Meteorologia dinamica dovrebbe poterle tradurle in differenze di circolazione e quindi ipotizzare le differenze che ci si può attendere in determinate aree. Scavi a specifico obiettivo paleoclimatologico (credo che non ne siano mai stati compiuti e che gli indizi emersi siano sottoprodotti di scavi aventi altri scopi) potrebbero verificare l'ipotesi.
Vorrei che il congresso dicesse se ritiene i tempi ormai maturi per un'iniziativa del genere.

KLIMAKARTEN FUER DIE SCHWEIZ

Walter Kirchhofer

Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich

ZUSAMMENFASSUNG

Die Schweizerische Meteorologische Anstalt wird im Rahmen des Werkes "Klima der Schweiz" ein Kartenwerk in Form eines Klimaatlasses herausgeben. Es ist vorgesehen, sowohl kleinmassstäbliche Klimaübersichtskarten im nationalen Raster, als auch regionale Klimauntersuchungen für typische Räume unseres Landes in grossen Massstäben darzustellen. Für das Gesamtwerk wird mit einer Laufzeit von zehn Jahren gerechnet.

ABSTRACT

Within the framework of "Climate of Switzerland", the Swiss Meteorological Institute will publish a map series in the form of a climatological atlas. Maps of small scale for general climatology as well as regional maps of larger scale for special investigations will be published. The publication of the complete atlas will require approximately ten years.

1 EINLEITUNG

Das in den letzten Jahren stetig gewachsene Umweltbewusstsein hat dazu geführt, dass das Klima als Bestandteil unserer natürlichen Umwelt vermehrt in die damit verbundenen Ueberlegungen und Aktivitäten einbezogen wird. Im Rahmen des Projektes "Klimaatlas der Schweiz" wird der Versuch unternommen, solchen klimatologischen Fragestellungen nachzugehen und die Forschungsergebnisse in Form eines Kartenwerkes zu veröffentlichen.
Unser Atlasprojekt ist als Gemeinschaftswerk konzipiert, welches von verschiedenen Bundes- und Hochschulinstituten getragen wird. Neben der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt sind insbesondere das Geographische Institut der Universität Bern und das Bundesamt für Landestopographie, das den Druck und den Verlag übernommen hat, daran beteiligt.

2 ATLASUEBERSICHT

Das bestehende Stationsnetz der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, mit ca. 120 Klimastationen, ergibt ein ausreichendes Beobachtungsmaterial für die Bearbeitung von allgemeinen Klimakarten. Angewandte Klimakarten, z.B. für die Bedürfnisse der Raumplanung, welche in grösseren Massstäben ausgeführt werden müssen, erfordern jedoch zusätzlich geländeklimatologische Datenerhebungen.
Der eine Atlasteil, welcher kleinmassstäbliche Klimakarten enthalten wird, umfasst die Hauptkapitel: Grosswetterlagen, Luftdruck, Wind, Strahlung, Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung, Nebel, Niederschlag, Gewitter, Verdunstung, Phänologie und Klimageschichte. Als Klimaperiode wird diesen Basiskarten der Zeitraum 1931-1970 zugrunde gelegt.
In letzter Zeit hat die Nachfrage nach angewandten Klimakarten für lufthygienische Fragen, nach Klimaeignungskarten für Landwirtschaft, Siedlung, Tourismus, Industrie und Verkehr sowie nach lokalklimatischen Studien für Planungszwecke stark zugenommen. Mit einem Teilprojekt wird der Versuch unternommen, klimatologische Regionaluntersuchungen für typische Räume unseres Landes in grossen Massstäben zu bearbeiten.

3 ERSTE KARTENBLAETTER

Während der Projektbearbeitung werden die Karten in Teillieferungen veröffentlicht. Die vorliegende erste Lieferung enthält Karten der Bereiche Grosswetterlagen und Temperatur. Für die nächsten Lieferungen sind Klimakarten für die Bereiche Grosswetterlagen, Nebel, Niederschlag, Phänologie und Klimageschichte in Vorbereitung.

3.1 MITTLERE BODEN- UND HOEHENDRUCKFELDER

Die Grundlage für die Karten der mittleren Boden- und Höhendruckfelder bilden die Druckmessreihen für den Zeitraum 1961-1970.
Als Folge des kräftigen Temperaturgefälles zwischen den Subtropen und den subpolaren Gebieten herrschen über Mitteleuropa in der Troposphäre im Mittel über alle Jahreszeiten westliche Winde vor.
Aufgrund der mittleren Bodendruckverhältnisse kann festgehalten werden, dass im Winter zwischen dem Azorenhoch und dem Islandtief milde, maritime Luftmassen gegen Westeuropa fliessen. In der warmen Jahreszeit fällt der Luftdruck über Asien und Osteuropa, während sich das Azorenhoch vom Atlantik gegen Westeuropa vorschiebt.

3.2 WETTERLAGENKLASSIFIKATION

Die dargestellte Wetterlagenklassifikation bezieht sich auf europäische Strömungsfelder im 500mbar-Niveau für den Zeitraum 1961-1970. Um den Einfluss des Jahresganges abzuschwächen, werden diese Druckfelder in eine standardisierte Form überführt.
Das Klassifikationsverfahren basiert auf dem Vergleich von standardisierten Höhendruckfeldern. Aufgrund einer Häufigkeitstabelle werden 24 Basiskarten berechnet. Mit Hilfe dieser Wetterlagen können ähnliche Höhendruckfelder klassiert und für witterungsklimatologische Betrachtungen verwendet werden.
Die Wetterlagenklassifikation vermittelt eine Uebersicht über die Mannigfaltigkeit der Strömungsfelder, wobei nur solche Wetterlagen vertreten sind, welche eine möglichst grosse Zahl ähnlicher Strömungslagen auf sich vereinigen können.

3.3 TEMPERATURKARTEN

Die Temperaturkarten, bezogen auf den Zeitraum 1931-1970, basieren auf den Tagesmittelwerten der Lufttemperatur, die aus den drei Terminbeobachtungen berechnet werden.
Die mittlere Temperaturabnahme mit steigender Meereshöhe weist sowohl regionale als auch jahreszeitliche Unterschiede auf. Im Winter liegen die Gradientwerte etwas tiefer als im Sommer, dies als Folge der häufigen Inversionsbildung während der kalten Jahreszeit. Bei den vorliegenden Temperaturkarten beträgt der vertikale Temperaturgradient im Mittel 0.5^{o} C pro 100 m Höhendifferenz.
Damit die mittleren Jahres- und Monatstemperaturkarten untereinander vergleichbar sind, wird eine einheitliche Farbskala angewendet, die auf einem 4-Grad-Intervall basiert.
Bei den tiefsten-, bzw. höchsten mittleren Monatstemperaturkarten werden stationsweise die tiefsten-, bzw. höchsten Monatsmittelwerte bestimmt und zu Monatskarten zusammengefasst.

4 LITERATUR

Kirchhofer, W.: Klimaatlas der Schweiz; erste Lieferung.
Veröffentlichung der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, 1982, 40 S.
Verlag: Bundesamt für Landestopographie, Wabern.

DIE BLITZBEDROHUNG IN SÜDDEUTSCHLAND

Karl Krames

Amt für Wehrgeophysik, Traben-Trarbach

ZUSAMMENFASSUNG

In der angewandten Meteorologie gewinnen die Probleme der Blitzbedrohung zunehmende Aktualität. Dies gilt nicht nur im Hinblick auf die Planung optimaler Standorte von Kernkraftanlagen und die Trassierung von Starkstromleitungen, sondern auch im Hinblick auf die Flugsicherheit von Luftfahrzeugen - vor allem im Geländefolgeflug. Für Süddeutschland wurden deshalb frühere meteorologische Beobachtungen neu bearbeitet. Es ergeben sich bemerkenswerte Parallelen zu den von CIGRE gemessenen Blitzzahlen in Bayern, so daß es möglich ist, aus den konventionellen meteorologischen Daten Blitzbedrohungswerte abzuleiten.

1 PROBLEMDARSTELLUNG

Die Probleme der Blitzbedrohung galten noch vor wenigen Jahren von technischer Seite als gelöst, weil man glaubte, die notwendigen Schutzmittel im Griff zu haben. Tatsächlich ging z.B. in Österreich ab Mitte der 50er Jahre der Anteil der durch Blitzeinschlag verursachter Brandschäden um etwa 50 % zurück (FRITSCH 1961).

Die Projektierung von Kernkraftanlagen erfordert allerdings ein wesentlich höheres Maß an Sicherheit. Von Seiten der Technik hat man sich deshalb in den letzten 2 Jahrzehnten zunehmend mit der Frage der regional unterschiedlichen Blitzbedrohung auseinandergesetzt. Hierbei wurden durch CIGRE (Conference Internationale des Grands Reseaux Electriques, Paris) in verschiedenen Ländern Europas und Außereuropas Meßnetze zur Objektivierung der meteorologischen Daten aufgebaut (FISCHER 1972). Über die Ergebnisse in Deutschland haben zunächst FRÜHAUF und AMBERG (1967) und abschließend FISCHER (1978) berichtet.

Die kombinierte Auswertung der herkömmlichen Daten mit den CIGRE-Messungen bietet sich vor allem für den bayerischen Raum an, weil dort das dichteste Blitzzählnetz in Deutschland unterhalten wurde. Hier eröffnet sich außerdem eine zusätzliche Kontrollmöglichkeit durch die Verbindung der Linien gleicher Blitzgefährdung im Böhmerwald, weil aus diesem Bereich inzwischen die ersten CIGRE-Messungen publiziert wurden (POPOLANSKY 1975), die wiederum mit den konventionellen Daten von STUCHLIK, POPOLANSKY und TREFNA (1961) verglichen werden können. Nach Veröffentlichung der in Österreich durchgeführten Messungen wird die Verknüpfungsmöglichkeit der Isolinien mit dem zentralen alpinen Raum von besonderem Interesse sein. Entsprechend den Gewitterbeobachtungen ist nämlich davon auszugehen, daß in Gebieten mit extrem hoher Reliefenergie die Blitzbedrohungsdaten stark variieren. Nach neueren Arbeiten von GENSLER (1978) und CEHAK (1978) streuen die Zahlen der Gewittertage pro Jahr in den Hochalpen von 10 bis 45 in Österreich und von 15 bis 55 in der Schweiz. Allein hieraus kann entnommen werden, daß die Frage des Blitzschutzes primär eine meteorologische ist. Die exakte Ermittlung der gewitterarmen Räume kann zu erheblichen Einsparungen von Sicherheitsvorkehrungen bei gefährdeten Objekten führen, falls bei der Raumplanung der meteorologische Aspekt berücksichtigt wird.

Die beste Blitzschutzmaßnahme für Luftfahrzeuge besteht naturgemäß darin, die Strecke, die Höhe und den Termin des Fluges so festzulegen, daß ein Minimum an Gewitterrisiko zu erwarten ist.

Abb 1

Mittlere Zahl der Tage mit Gewitter im Jahr 1911 - 1940
Die Punktlinien kennzeichnen die Minimumzonen, die mit denen der Abb 2 übereinstimmen

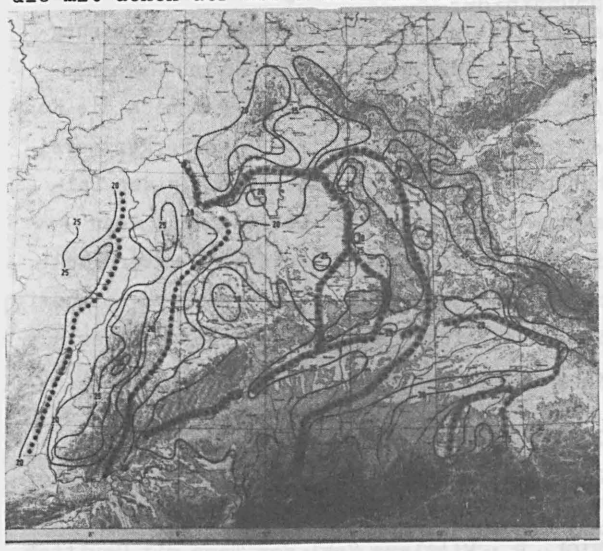
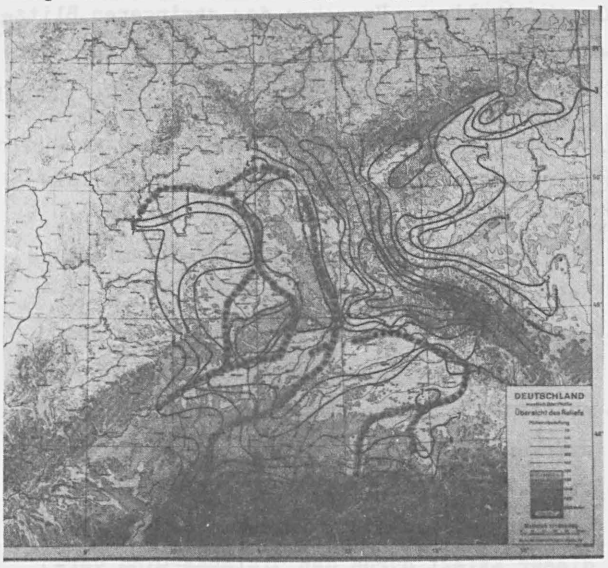


Abb 2

Mittlere Blitzzahl/km^2/ 01.04. - 31.10.
Meßperioden in Bayern 1965 - 1972 (ohne 1969)
Meßperioden in Böhmen 1973 - 1974



Diese Forderung gewinnt zunehmende Bedeutung für moderne Luftfahrzeuge, deren Strukturteile z.T. aus bor- oder kohlefaserverstärkten Kunststoffen gebaut werden. Mit ihrer Hilfe beherrscht man zwar eine ganze Reihe meteorologisch-technischer Probleme, z.B. die Korrosion, die Erosion und die Materialermüdung, nicht aber jene der direkten oder indirekten Blitzeinwirkung. Die wichtigste Frage ist hierbei das Ausmaß der elektromagnetischen Beeinflussung der Elektronik. In diesem Zusammenhang ist der Hinweis von Bedeutung, daß bei Tiefflügen (dies gilt also auch für die Start- und Landephase von Reiseflugreisen) die Kenntnis bevorzugter Bereiche von Wolken-Erde- und Erde-Wolkenblitze wichtig ist. Diese sind nun durch die CIGRE-Meßnetze ermittelt worden.

2 PROBLEMLÖSUNG

Die Klimaatlanten der Bundesrepublik Deutschland enthalten ausnahmslos nur grobe Übersichten über die Anzahl der Gewittertage pro Jahr. Dies gilt besonders für die Karten von Bayern und Baden-Würtemberg, die nach ANIOL (1952, 1953) "nur ganz großzügig die Verteilung der Gewitterhäufigkeit" wiedergeben. Dasselbe trifft in noch stärkerem Maße für die "Generalisierte Zonenkarte" von JURKSCH, SCHIRMER (1970) und die Deutschlandkarte von LILJEQUIST (1974) zu.

Das von ANIOL (1951) veröffentlichte Zahlenmaterial von Süddeutschland basiert auf einem 30jährigen und offensichtlich sehr sorgfältig ausgewählten Zahlenmaterial, so daß auf dieser Basis der Versuch der detaillierten Auswertung für Süddeutschland unternommen werden konnte. Das Ergebnis ist in Abb. 1 dargestellt und der Karte der Blitzschlaghäufigkeit von Bayern und dem benachbarten tschechischen Gebiet (Abb. 2) gegenübergestellt worden. Die Ergebnisse sind:

- Deutliche Reliefabhängigkeit der Isolinien
- größere Gewitter- bzw. Blitzgefährdung in luvseitigen Hanglagen, besonders deutlich am Alpenrand
- geringe Gewitter- bzw. Blitzgefährdung in leeseitigen Gebieten, besonders in abgeschlossenen Becken.

Hieraus resultieren übereinstimmende und zusammenhängende Zonen mit den niedrigsten Werten der Gewittertage und Blitzzahlen, deren Azimut vom Streichen der benachbarten Gebirge abhängt.

Selbstverständlich werden diese Bereiche nur durch klimatologische Mittelwerte charakterisiert. Für die Fixierung von festen Anlagen, z.B. von Starkstromleitungen, sind sie aber gerade deshalb hervorragend geeignet. Für Streckenberatungen von beweglichen Objekten (Flugzeugen) wird man im Einzelfall - z.B. je

nach Lage der labilen Front - eine ganz bestimmte Linie oder eine Variation davon bevorzugen.

Als physikalische Ursachen der geringeren Blitzbedrohung in den Beckenlagen kommen während der Einstrahlungsphase in Frage:

- geringe Labilisierung von unten infolge Energieverbrauch für die Auflösung von Taldunst oder Talnebel
- Divergenz und absteigende Ausgleichsströmung bei gradientschwachen Lagen
- stabilisierender Effekt des Seewindes bei größeren Wasserfüllungen, z.B. Bodensee
- absteigende Luftbewegung im Lee bei gradientstärkeren Lagen
- talabwärts gerichteter Wind nach BOUET (1966) (décharge froide); bei alpinen Gewittern kann dieser Effekt durch den Gletscherwind verstärkt werden.

4 AUSBLICK

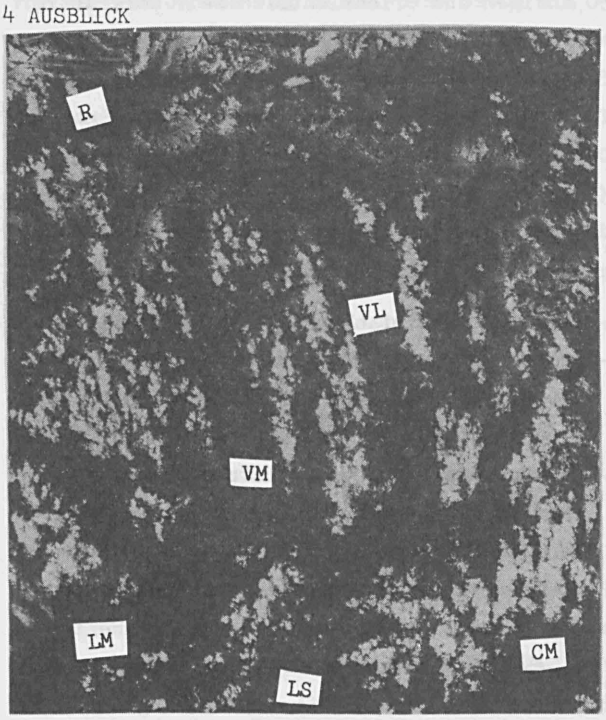


Abb 3

Hochauflösende SKYLAB 3 Earth Terrain-Aufnahme des Tessin und der Lombardischen Alpen
LM = Lago Maggiore, LS = Luganer See
CM = Comer See, R = Rhone
VM = Valle Maggia, VL = Valle Levantina
Konvektion ausschließlich in den Konvergenzbereichen der Hangaufwinde
11.09.73, S 190 A

Die Probleme der Gewitterbildung sollten - vor allem für den alpinen Raum - gemeinsam von allen beteiligten Ländern auf der Grundlage einer einheitlichen Beobachtungsreihe in Angriff genommen werden. Die Analyse hochauflösender Satelliten- und Radarbilder würde zur Lösung beitragen. Die detaillierte Skylab-Aufnahme (Abb. 3) zeigt sehr deutlich, daß sich die Konvektion ausschließlich in den Konvergenzbereichen der Hangaufwinde ausbildet. In den Tallagen - insbesondere in Gebieten mit Seen - wird sie dagegen durch den Abwind unterdrückt. Diese Phänomene werden in der Postersession mit Hilfe zahlreicher anderer Satellitenbilder aus dem Alpenraum erläutert.

LITERATUR

ANIOL, R.: Mittlere Zahl der Tage mit Gewitter in Süddeutschland, Mitt.d.DWD i.d. US-Zone Nr. 10, S.3-18, Juni 1951

ANIOL, R.: Mittlere Zahl der Tage mit Gewitter, in Klimaatlas von Bayern (1952) und Baden-Würtemberg (1953)

BOUET, M.: Vent d'orage en Valais, 9. ITAM, 1966, Veröff.d.Schweiz. Met. Zentr. Anst. Nr. 4, S.212-214

CEHAK, K.: Zur Gewitter- und Hagelklimatologie von Österreich, 15. ITAM,1978, Veröff.d.Schweiz. Met.Zentr.Anst. Nr. 40,S.316-319.

FISCHER, A.: Auswertung der CIGRE-Blitzzählungen in Schleswig-Holstein und Bayern, ETZ-a. Bd. 99, 1978, H.2, S.72-76

FRITSCH, V.: Wirtschaftliche Probleme des Blitzschutzes, Eu.M.,78.Jg.,H13,1961, S.417-420

FRITSCH, V.: La protection contre la foudre pour les centrales nucléaires,R501, PW, OW NOT GDANSK, Zam.175, 300

FRÜHAUF,G., AMBERG,H.U.: Ergebnisse von Blitzzählungen in Bayern und Schleswig-Holstein,ETZ-b-Bd.19,1967, H.17, S. 505-509

GENSLER, G.A.: Das Klima von Graubünden, Arb.Ber.d.Schweiz. Met.Zentr.Anst.Nr. 77, Febr. 1978

JURKSCH, G.: SCHIRMER, H.: Mittlere jährliche Zahl der Tage mit Gewitter, Generalisierte Zonenkarte, Zeitraum 1950-1970

LILJEQUIST, G.H.: Allgemeine Meteorologie,Verl. F. Vieweg, Braunschweig 1974, S. 184

POPOLANSKY, F.: Report on the lightning flash counter measurement in Czechoslovakia for 1973 and 1974 lightning season, 33-75 (WG01-TF01) May 1975

STUCHLIK, F., POPOLANSKY, F., TREFNA, E.: Cetnost bourek a jejich trvani na uzemi CSSR, Met.Zpravy, 14, 1961, 1/2, 8-13

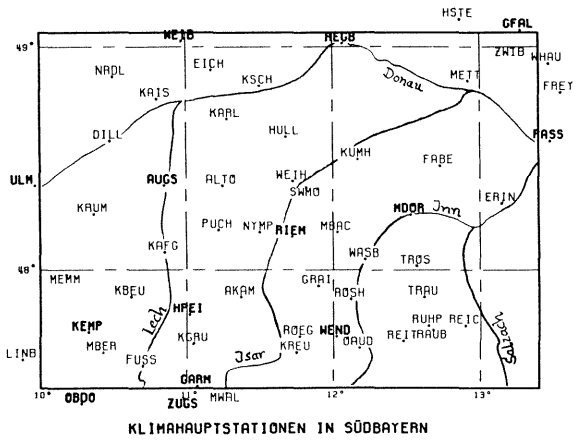
ANALYSE SÜDBAYERISCHER KLIMADATEN MIT EMPIRISCHEN ORTHOGONALFUNKTIONEN

Hans Volkert

DFVLR-Institut für Physik der Atmosphäre, 8031 Oberpfaffenhofen

1 DATEN UND METHODIK

Das Ausgangsmaterial bilden die Messungen der Jahre 1974-77 (3 Termine täglich) an 55 Stationen (Fig. 1). Temperatur, relative Feuchte, Bewölkung und Niederschlag sind überall bekannt, die Sonnenscheindauer an 37 und der Luftdruck an den synoptischen Stationen. Da jahreszeitunabhängige Zusammenhänge gesucht sind, werden die Datenreihen von Jahresgang und Trends längerer Perioden befreit. Für die verschiedenen Tageszeiten werden getrennte Analysen durchgeführt. Aus den verbleibenden Anomaliereihen wird die Kovarianzmatrix bestimmt. Deren Eigenvektoren (empirische Orthogonalfunktionen oder EOF) stellen physikalisch interpretierbare Grundmuster dar, aus denen sich ein aktuelles Anomaliefeld linear kombinieren läßt (LORENZ 1959, DAVIS 1976). Die relative Größe des dazugehörigen Eigenwerts bestimmt den Anteil der jeweiligen EOF an der Gesamtvarianz und zeigt an, ob sich dieser Eigenvektor signifikant von solchen unterscheidet, die aus unabhängigen Zufallsreihen gewonnen wurden (OVERLAND and PREISENDORFER, 1982). Eine Frequenzanalyse der EOF-Amplituden gibt Aufschlüsse über das zeitliche Verhalten der Anomaliefelder (MITCHELL et al. 1966).



KLIMAHAUPTSTATIONEN IN SÜDBAYERN

FIG.1: (FETT: SYNOPTISCHE STATIONEN ALS TEILMENGE)

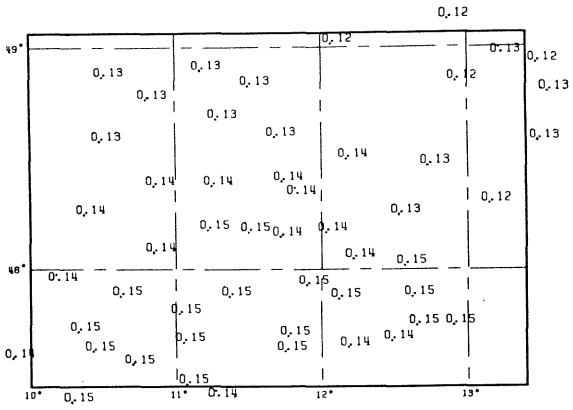
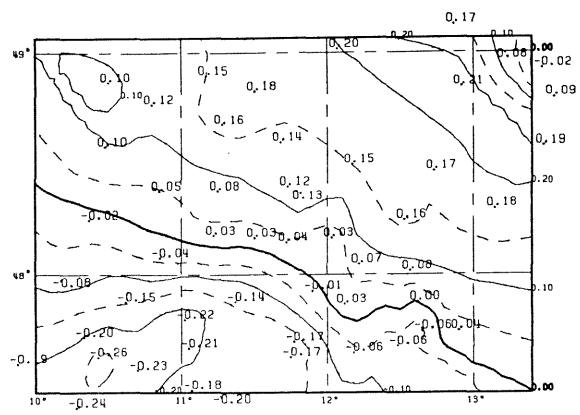


FIG.2: ZWEI EIGENVEKTOREN DER 14H-TEMPERATUR; EOF1 (OBEN) MIT 89% UND EOF2 (UNTEN) MIT 4% VARIANZANTEIL



zu kalt oder zu warm, je nach Vorzeichen der Amplitude von EOF1) ein mesoskaliger Nord-Süd Gegensatz das wichtigste Charakteristikum des Klimas in Südbayern ist. EOF3 und EOF4 (ohne Abbildung) weisen zwei Arten von NW-SE Unterschieden auf, ohne jedoch bei der Temperatur die Signifikanzgrenze von ca. 2.5% Varianzanteil zu überschreiten.

2 ERGEBNISSE

Figur 2 zeigt den ersten und zweiten Eigenvektor der 14 Uhr-Temperatur als typische Beispiele. EOF1 erklärt als nahezu gleichförmiges Feld fast 90% der Gesamtvarianz. EOF2 mit 4% Varianzanteil verdeutlicht, daß nach der synoptischen Temperaturabweichung (für die Jahreszeit

In Tabelle 1 ist das Skalarprodukt zwischen den EOF verschiedener meteorologischer Elemente als Maß für deren Ähnlichkeit aufgeführt (1.00 bedeutet Identität). Luftdruck, relative Feuchte, Bewölkung und Sonnenscheindauer weisen Strukturen auf, die fast vollständig denen der Temperatur entsprechen, während beim Niederschlag die Grenzlinien zwischen gegensätzlichen

Bereichen etwas anders orientiert sind.

Analysen der 7 Uhr- und der 21 Uhr-Werte liefern im wesentlichen die gleichen Ergebnisse, allerdings mit dem Unterschied, daß mikroskalige Einflüsse (z.B. Inversionsabbau morgens vor 7 Uhr an einer Station, danach an der nächsten) die relativ einheitlichen räumlichen Zusammenhänge stören. Ähnlich verhalten sich die vier Bergstationen (über 1100 m), da sie oberhalb der planetarischen Grenzschicht liegen. Sie sind bei den hier vorgestellten Ergebnissen nicht berücksichtigt.

	DRUC	TEMP	RFEU	BEWG	SØDA	NSTS
DRUC		1.00	0.99	1.00	1.00	1.00
TEMP	0.93		1.00	1.00	1.00	1.00
RFEU	0.92	0.96		1.00	0.99	1.00
BEWG	0.96	0.96	0.97		0.99	1.00
SØDA	0.92	0.93	0.98	0.96		1.00
NSTS	0.62	0.61	0.75	0.63	0.84	

TAB.1: SKALARPRODUKT ZWISCHEN EOF1 (OBERES DREIECK) UND EOF2 (UNTERES DREIECK) DER VARIABLEN DRUCK, TEMPERATUR, RELATIVER FEUCHTE, BEWÖLKUNG (JEW. 14H-WERTE), TÄGL. SONNENSCHEINDAUER UND NIEDERSCHLAGSTAGESSUMME

Die Verteilung der Gesamtvarianz auf die ersten vier EOF ist in Tabelle 2 für sechs meteorologische Elemente dargestellt. Die Rangfolge vom großskaligen Feld des Luftdrucks zum mesoskaligen des Niederschlags kommt deutlich zum Ausdruck; sie wird durch die verschiedene Anzahl der signifikant überzufälligen EOF belegt.

Figur 3 zeigt das Stichprobenspektrum der Amplitude von EOF1 der 14 Uhr-Temperatur. Der Vergleich mit dem theoretischen Spektrum eines "red-noise"-Prozesses (charakt. Zeitskala τ_1 = 3.5 d) läßt keine signifikanten Abweichungen erkennen. Die Spektren der übrigen Amplituden sind vom selben Typ mit etwas kleineren Zeitskalen (Tabelle 2).

	DRUC	TEMP	RFEU	BEWG	SØDA	NSTS
EOF1	97.8	88.8	68.7	64.4	77.7	61.0
EOF2	1.3	3.7	9.0	7.7	6.5	6.8
EOF3	0.4	2.3	5.0	4.7	4.8	6.1
EOF4	0.2	1.0	3.0	3.0	2.0	3.2
NSIG	1	2	4	4	3	4
KVAR	97.8	92.5	85.7	79.8	89.0	77.1
TAU1	2.5	3.5	1.7	1.2	1.3	0.9
TAU2	1.9	1.6	1.2	0.6	0.8	0.4
TAU3	0.9	1.4	1.2	0.7	0.9	0.5
TAU4	0.6	0.8	0.6	0.5	0.6	0.4

TAB.2: VARIANZANTEILE (IN %) VON EOF1 BIS EOF4 DER VARIABLEN DRUCK, TEMPERATUR, REL.FEUCHTE, BEWÖLKUNG (JEW. 14H-WERTE), TÄGL. SONNENSCHEINDAUER UND NIEDERSCHLAGSTAGESSUMME (OBEN); ANZAHL DER SIGNIFIKANT ÜBERZUFÄLLIGEN EOF UND DEREN KUMULIERTER VARIANZANTEIL (MITTE); CHARAKTER. ZEITSKALEN DER AMPLITUDENSPEKTREN (IN D; UNTEN)

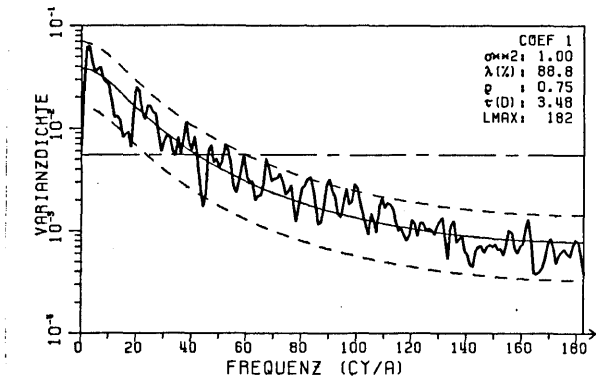


FIG.3: SPEKTRUM DER AMPLITUDE VON EOF1 DER 14H-TEMPERATUR (FETT) IM VERGLEICH ZUM "RED-NOISE"-SPEKTRUM (τ_1 = 3.5D; AUSGEZOGEN) MIT SIGNIFIKANZSCHRANKEN (2.5% UND 97.5%; GESTRICHELT) UND ZUM KONSTANTEN "WHITE-NOISE"-SPEKTRUM

3 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die skizzierten Ergebnisse weisen die EOF-Analyse als geeignetes Instrument für die Klimatologie aus. Den von synoptischen Größenordnungen beherrschten Anomaliefeldern werden im zeitlichen Mittel mesoskalige Strukturen mit Nord-Süd Gegensatz aufgeprägt (konkret z.B. bei Föhnereignissen oder Staulagen). Die Varianzverteilung der EOF und die Zeitskalen der EOF-Amplituden zeigen eine räumliche und zeitliche Rangfolge der untersuchten Anomaliefelder vom Luftdruck (v.a. großräumig, einige Tage Persistenz) bis zum Niederschlag (deutlich mesoskalig, kaum Zusammenhang zwischen zwei Tagen).

Eine Abschätzung der statistischen Vorhersagbarkeit (DAVIS 1976) ergibt z.B. für die Temperatur signifikanten Skill bis 4 Tage voraus; doch läßt sein geringer Wert keine sinnvollen Prognosen erwarten.

Die Daten der Klimahauptstationen sind (außer den Schätzwerten für Wind und Sichtweite) für flächenhafte Analysen geeignet; allerdings würden längere Zeitreihen besser gesicherte Ergebnisse liefern.

LITERATUR

DAVIS, R.E.: Predictability of Sea Surface Temperature and Sea Level Pressure Anomalies over the North Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr. 6, 1976, 249-266.

LORENZ, E.N.: Prospects for Statistical Weather Forecasting. Mass. Inst. Techn. Report, Cambridge (Mass.) 1959; erhältlich über Zentralbibliothek des DWD.

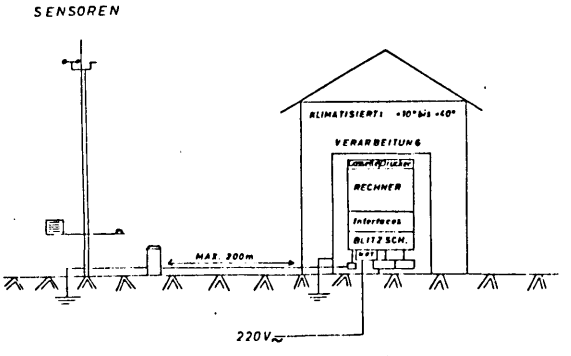
MITCHELL, J.M. et al.: Climatic Change. WMO-Technical Note No. 79, Genf 1966.

OVERLAND, J.E.; PREISENDORFER, R.W.: A Significance Test for Principal Components Applied to a Cyclone Climatology. Mon. Wea. Rev. 110, 1982, 1-4.

TEILAUTOMATISCHE KLIMASTATION IN DEN ÖSTERREICHISCHEN ALPEN

Ernst Rudel
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

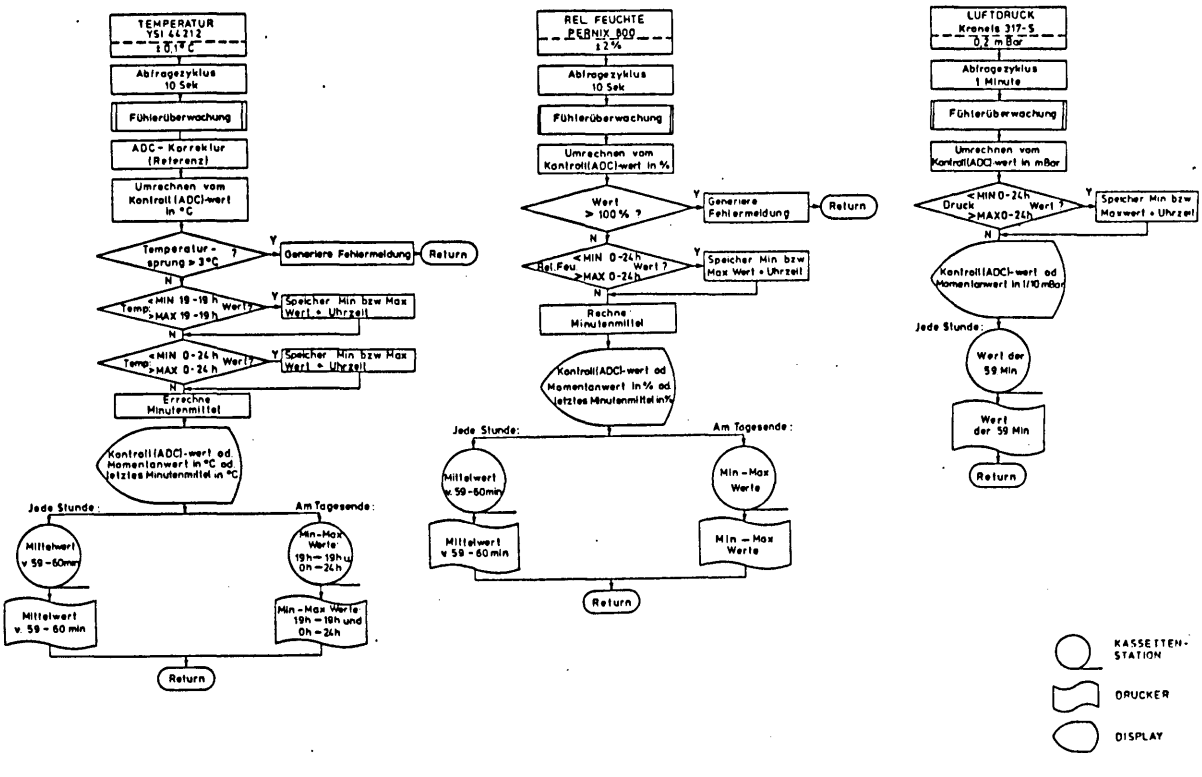
Österreich besitzt aufgrund seiner ausgeprägten vertikalen Gliederung ein relativ dichtes Netz von ca. 260 Klimastationen. Diese sollen vor allem in den gebirgigen Zonen Werte liefern, die auch für ihre weitere Umgebung repräsentativ sind und nicht unmittelbar vom örtlichen Mikroklima beeinflußt werden.
Diese Bedingungen einwandfrei zu erfüllen, ist oft schwer, da die Wahl des Standortes der Instrumente sehr häufig davon abhängt, wer als Beobachter gewonnen wird. Weite Wege zu den nach meteorologischen Gesichtspunkten sinnvoll aufgestellten Registriergeräten können die Beobachtungsqualität doch erheblich verschlechtern. Des weiteres ist die stündliche Auswertung der zumeist analogen Registrierungen von Klimastationen für diverse Probleme der technischen Meteorologie oder Kurorteklimatologie (MACHALEK, RUDEL 1980) immer notwendiger, ist aber sehr personal und somit kostenintensiv.
Diese Gründe und der erheblich Fortschritt der Mikroprozessortechnik im letzten Jahrzehnt brachte die Entwicklung preisgünstiger, automatischer Systeme zur Erfassung meteorologischer und klimatologischer Daten.
Bei einer Umstellung der herkömmlichen Klimastationen auf automatische Systeme gilt es jedoch zu beachten, daß geänderte Meßmethoden und unterschiedliche Instrumente Inhomogenitäten in die langhährigen Beobachtungsreihen bringen können bzw. die Ergebnisse zweier benachbarter Stationen verschiedener Systeme nicht vergleichbar machen.
Gemeinsam mit dem Österreichischen Forschungszentrum Seibersdorf wurde von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik eine stationäre teilautomatische Klimastation entwickelt, die im Vergleich zu einer normalen, mit herkömmlichen Registriergeräten ausgestatteten Station nach der Methode gleichwertige Ergebnisse zu liefern verspricht.



Standardmäßig ist die Anlage mit Sensoren zur Erfassung von Temperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Niederschlag und Luftdruck ausgerüstet. Die Aufgabe des Beobachters reduziert sich auf die Protokollierung der nicht durch die Sensorik gemessenen und für den Klimadienst

aber erforderlichen Elemente wie Bewölkungsgrad und Dichte. Sichtweite, **Art des Niederschlags, Schnee**höhe und sonstige Witterungserscheinungen. Es wurden besondere Programme für den Abfrage- und Aufbereitungszyklus entwickelt, die einen Vergleich zu den herkömmlichen Registrierungsauswertungen ermöglichen. Die auf Kassetten gespeicherten Daten, die gemeinsam mit dem Protokoll der Augenbeobachtungen an die Zentralanstalt gesandt werden, dienen zum Anfertigen der normalen Klimabögen sowie zum Anlegen von Stundenmeßwertsdaten auf Magnetbändern.

chert wird und nicht etwa die zwar physikalisch sinnvolleren aber nicht vergleichbaren aufsummierten Mittelwerte.
Seit August 1981 ist in Gröbming im Ennstal eine solche teilautomatische Klimastation im Einsatz und im Jahr 1982 und 1983 wurden und werden weitere 20 Stationen vornehmlich in Seehöhe zwischen 500 und 1500 m als Ersatz für herkömmliche Klimastationen installiert werden.
Die ersten Erfahrungen zeigen, daß bei der Sensorik etwa im selben Ausmaß wie bei normalen mechanischen oder elektrischen Registriergeräten Aus-



Als Beispiel für die Aufbereitung sei das Daten- und Programmflußschema für die Parameter Temperatur, Feuchte und Luftdruck dargestellt.
Daraus erkennt man, daß genauso wie bei der Auswertung von Thermohygrographenstreifen im Klimadienst üblich, der zu jeder vollen Stunde aufgetretene Wert protokolliert und abgespei-

fälle und Fehler auftreten und eine Betreuung der Fühler durch den Beobachter unumgänglich ist.
Bei der Untersuchung der Daten und Prüfung nach statistischen Methoden (HELMERT, 1907) (HALD, 1952) auf Homogenität zeigt sich, daß keine signifikanten Sprünge in den zum Teil langjährigen Beobachtungsreihen durch

den Austausch der Instrumente Auftreten.
Getestet wurden allerdings nur die Temperaturen, da für die anderen Parameter die Stationen zu Kurz im Einsatz sind um Ergebnisse zu liefern.

HALD, A.: Statistical Therory with Engineering Applications. New York, London 1952.

HELMERT, F.R.: Die Ausgleichsrechnung, Leipzig 1907.

MACHALEK, A.; RUDEL, E.: Sinn und Zweck automatischer Wetterstationen im Kurortewesen. Zs.f.Bäder-u. Klimaheilk. 27,168-174,1980.

DIE EISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG DES TIBETANISCHEN HOCHPLATEAUS AUFGRUND NEUERER WERTE DER SCHNEEGRENZDEPRESSION IN NORDOST-TIBET NACH DER "ERSTEN DEUTSCH-CHINESISCHEN TIBET-EXPEDITION 1981"

Horst Dronia
Deutscher Wetterdienst - Seewetteramt Hamburg

Von Juni bis September 1981 erforschte eine deutsch-chinesische Gemeinschaftsexpedition den Nordosten des tibetanischen Hochlandes. Ihre Teilnehmer waren deutscherseits Prof.Dr. Jürgen Hövermann und Dr. Matthias Kuhle vom Geographischen Institut der Universität Göttingen, sowie der vom Deutschen Wetterdienst für diese Forschungen beurlaubte Verfasser. Auf chinesischer Seite nahmen sechs Wissenschaftler und elf Mann Hilfspersonal teil.

Das Ziel der Expedition war klimamorphologischer Art und bestand zum einen in einer Bestandsaufnahme der, vor allem glazialen, Formen des Landes. Zum anderen sollte der Frage nachgegangen werden, in welchem Ausmaß das tibetanische Hochplateau während der Eiszeit vergletschert war; genauer: ob die bis dahin allgemein angenommene Depression der klimatischen Schneegrenze um nur 400 bis 600 Meter (v. Wissmann, 1959) nicht vielleicht doch größer gewesen ist.

Das Ergebnis der mit Abstechern 8000 km langen Expeditionsroute, die das über 6000 m hohe Anemachin-Massiv im Osten erforschte und dann im wesentlichen die östliche Hälfte des Tsaidam-Beckens im Norden umrundete und auch ein gänzlich unerforschtes Gebirge berührte, kann wie folgt zusammengefaßt werden:

"Nach unseren Beobachtungen und den sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen sollte während der Eiszeiten das gesamte tibetanische Hochplateau mit Ausnahme des Tsaidam-Beckens von Eis bedeckt gewesen sein. Dieses hätte dann im zentralen Teil des Hochlandes Inlandeis-Charakter gehabt wie heute noch die Antarktis und Grönland." (Hövermann)

Die gesamte Eisfläche hätte dann eine Ausdehnung von mindestens 2 Mio. km^2 gehabt und wäre damit der des heutigen Grönlands gleich oder größer als diese. Damit müßte die in der Glazialzeit vereiste Fläche der Nordhemisphäre um rund ein Zehntel größer anzusetzen sein als bisher angenommen. Dabei gebührt dem so weit äquatorwärts, bis 28 Grad Nord (Nepal), reichenden neuen Inlandeis über Tibet besondere Aufmerksamkeit in Hinblick auf die damalige atmosphärische Zirkulation. Die notwendigen Konsequenzen bedürften einer Neu-Diskussion in der Paläoklimatologie.

Für eine verbreitete Depression der klimatischen Schneegrenze, die zumindest im bereisten Gebiet belegbar doppelt so tief war wie angenommen, sprechen im einzelnen folgende Argumente und Zahlenwerte (nach Kuhle, 1982):

Abb. 1:
heutige Höhe der Schneegrenze über Westchina
nach Shi Yafeng 1980

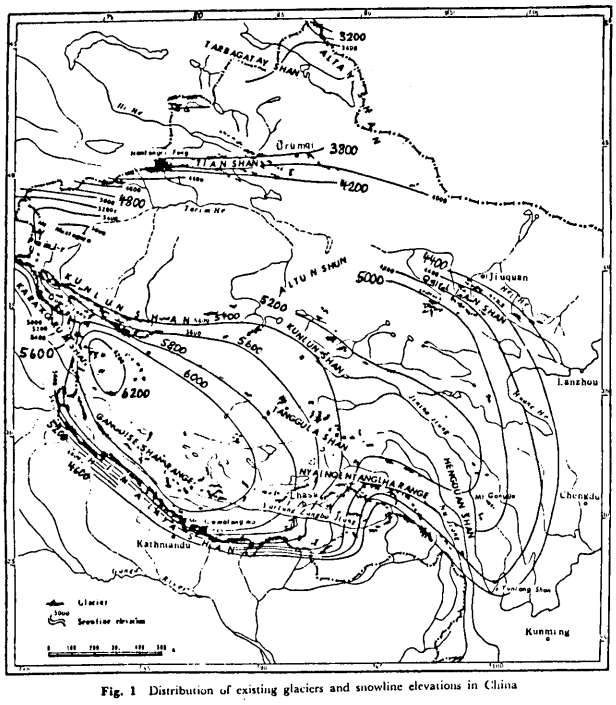


Fig. 1 Distribution of existing glaciers and snowline elevations in China

1. Die Schneegrenzdepression der Eiszeit ist, zumindest in Nordost-Tibet, doppelt so hoch wie bisher, zuletzt von v. Wissman (1959), angenommen: statt 400-600 m, jetzt 900-1000 Meter (nach Kuhle (1982). Die Differenz zu v. Wissmann wächst nach Südwesten zum Kernland sogar zunächst noch an. Aus den neuen Werten der eiszeitlichen Schneegrenze ergibt sich für den Nordosten des Plateaus eine mittlere Höhe von 3885 Metern. Bei einer durchschnittlichen Basishöhe des Hochlandes von 4000-4500 Metern liegt die Schneegrenze damit, zum Teil sogar beträchtlich, tiefer als die Oberfläche des Plateaus. Nach Südwesten zum Karakorum hin dürfte die eiszeitliche Schneegrenze, ebenso wie die rezente, noch um mehrere hundert Meter ansteigen, jedoch steigt ebenso die Basisfläche des Hochlandes an, so daß die Voraussetzungen zum Anwachsen eines geschlossenen Inlandeises auch dort anzunehmen sind. Aus Beobachtungen im Himalaya läßt sich auch für den Südrand des Plateaus eine Schneegrenzdepression von etwa 1000 Metern berechnen.

2. Im Eisstromnetz westlich vom Anemachin, am Ostrand des Hochlandes, gibt es keine fossilen, zum Plateau hin gerichteten Gletscherspuren; dies trotz der großen Höhe dieses Massivs von über 6000 Metern. Das bedeutet, daß ein von Südwesten her angestauter Eisschild einen Gletscher- und Moränenabfluß nach Südwesten hin abgeblockt haben müßte.

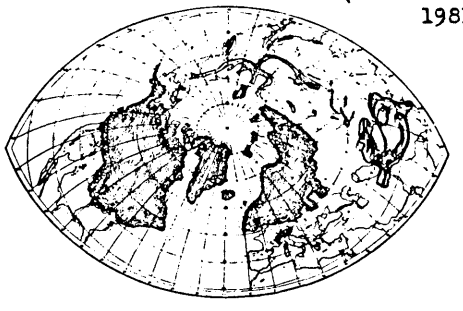
3. Im Nordosten des Hochlandes bei Ma-To, ca. 4000 m hoch, finden sich heute die gleichen fossilen Landschaftsformen wie in Grönland bei 70° N, 10 km vom Inlandeis entfernt und damals als glazial überformt erwiesen (Kuhle).

4. Der für einen hohen pleistozänen Niederschlag sprechende frühere ca. 70 000 km^2 große Tsaidam-See (das heutige gleichnamige Bekken) kann nicht rein nacheiszeitlich sein (Pluvialzeit), da die jetzt gefundenen Schwemmfächer abrupt am alten Seespiegel enden. Wären sie nacheiszeitlich, müßten sie über die fossilen Strandwälle hinausreichen.

5. Das Alter der zahlreichen Seen Hochtibets liegt nach chinesischen Salzanalysen einheitlich zwischen 10 000 und 20 000 Jahren, das heißt, sie sind im Hochglazial entstanden. Beim Eisrückzug haben sie sich dann mit Wasser gefüllt, und die glazialen Rückzugsstadien können deshalb nicht älter sein. Die Übertiefungen der Seeböden liegen bei einigen Dekametern. Ferner sind Zungenbecken erkennbar. Eine Entstehung der See-Wannen durch Winderosion ist unter den für seinerzeit anzunehmenden Klimabedingungen schwer vorstellbar.

Die heutige Schneegrenze gibt Abb. 1 wieder. Abbildung 2 zeigt den jetzt neu anzunehmenden pleistozänen Vereisungsstand auf der Nordhemisphäre. - Über die Expedition berichtete auch die größte deutsche Illustrierte (1982).

Abb. 2:
Ausdehnung der pleistozänen Vereisungen auf der Nordhemisphäre (aus SCHWARZBACH) mit neu hinzugekommenem Areal über Tibet (nach KUHLE) 1981



Literatur:

KUHLE, M.: Was spricht für eine Vereisung Tibets?
Vortr. Symp. Braunschw. Ak. Wiss. am 14.4.82 (im Druck)

LEHMANN, P.-H.: Die Reise ans Ende der Welt
STERN 14, 1.4.82, S. 116-127

SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit
Stuttgart: Enke 1974

SHI YAFENG: Some Achievements on Mountain Glacier Researches
Seppyo, J. Jap.Soc. Snow and Ice, 42, no. 4 (1980)
S. 215-228

v.WISSMANN, H.: Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit
Akad. Wiss. Lit. Mainz 1959

ZUR KLIMATHERAPIE IN HÖHLEN UND STOLLEN.

Walther Gressel, Flugwetterdienst Klagenfurt.

Der Einfluß von Wetter und Klima auf den Organismus mit seinen positiven und negativen Seiten ist eine allgemein und schon lange bekannte Tatsache. Die langfristigen Wettervorgänge prägen letzten Endes den Charakter der Klimate, wobei für Mitteleuropa in erster Linie der Anteil an dem Land- und Seeklima und an dem alpinen Klima von größerer Bedeutung ist. Das alpine Klima mit seinen vielseitigen und mannigfaltigen Effekten birgt je nach Höhenlage und Exposition Schon- und Reizklimate, die für Luft- und Badekuren eine verbreitete Anwendung finden.
Zu diesen Bereichen der Klimatherapie ober Tag kann man in den letzten Jahrzehnten eine Intensivierung der Klimatherapie in Höhlen und Stollen erkennen. Schon vor Jahrhunderten machte man vereinzelt die Erfahrung, daß sowohl in warmen unterirdischen Räumen, wie auch in Bergwerkstollen Heilfaktoren existieren, die dem Menschen zu seiner Gesundung geholfen haben. Durch das immer häufiger werdende Auftreten solcher Beobachtungen wurden in verschiedenen Teilen Europas die ersten Heilstationen unter Tag errichtet, im Laufe der Zeit weiter ausgebaut und besser ausgestattet. In Österreich gehört dazu der altbewährte Kurbereich von Badgastein, in Italien ist es Monsummano Terme in der Toscana, in Frankreich Luchon in den Pyrenäen, die Salzgrube von Wieliczka in Polen und von Praid in Rumänien. Aber auch aus Naturhöhlen und Bergwerken wurden immer zahlreicher Beobachtungen mitgeteilt, daß beim Aufenthalt in solchen unterirdischen Räumen eine beachtliche Besserung der Atmung bei Erkrankungen der Atemwege eingetreten ist. Neben immer häufigeren privaten und persönlichen Gepflogenheiten, wobei Ärzte bei Personen mit Erkrankungen der Atemwege in Höhlen oder Stollen Heilerfolge erzielten, begann man vor allem in den letzten 3o Jahren auch mit öffentlichen Mitteln Einrichtungen für die Speläotherapie oder subterrane Therapie zu schaffen.
In Österreich ist es Badgastein, wo das Florieren eines ehemaligen Stollenbereiches für Heilzwecke beispielgebend ist, in einem alten Silberbergbaubereich von Oberzeiring in der Steiermark wurde auch ein Kurbetrieb zur Heilung von Atembeschwerden aufgenommen und in Kärnten sind in Bad Bleiberg in einem alten Bergwerksstollen und in Klagenfurt in einem alten Stollen, der in seiner Beschaffenheit schon ganz die Naturalisierung zur Naturhöhle vollzogen hat, Planungen für die Errichtung eines speläotherapeutischen Kurbetriebes weit fortgeschritten. In der deutschen Bundesrepublik sind in Münstertal und Ennepetal schon längere Zeit Therapiestationen in Betrieb. In Wieliczka in Polen wurde in der Salzgrube ein Sanatorium errichtet. In Ungarn wurde die Friedenshöhle bei Jasofö und bei Tapolca nahe dem Plattensee eine weitere Höhle für Heilzwecke ausgebaut und die Höhle im Gellertberg in Budapest wurde mit einem Aufzug zum darüber liegendem Sanatorium direkt verbunden. Auch in der schon lange bekannten Höhle von Monsummano Terme in der Toscana und in Luchon - Frankreich wurden die subterranen Terapieeinrichtungen weiter ausgebaut und in der Slowakei, in Rumänien und Bulgarien sowie in der

Sowietunion wurden Höhlen für die Speläotherapie erschlossen.

Nachstehend sollen nun die wesentlichsten und grundlegenden Wetter- und Klimabedingungen besprochen werden, die im Therapiebereich über das Aerosol den Patienten so günstige Heilerfolge vermitteln.

Da jeder Raum unter Tag, vom größten Gangsystem bis zum kleinsten, kapillaren Luftweg in einem direkten Zusammenhang mit der Atmosphäre ober Tag steht, wirkt sich auch das Wettergeschehen ober Tag mit mehr oder minder Verzögerung und orographisch bedingter Modifikation auf dem Wege des Zirkulationsaustausches bis in alle unterirdische Bereiche aus. Die Luftdruckschwankungen und Luftströmungen der freien Atmosphäre verursachen im Berginneren die in der Fachwelt bekannte Bewetterung, die je nach Intensität ober Tag auch unter Tag mit Schwankungen und Differenzierung auftritt. Über umfangreiche und genauere meteorologische Untersuchungen wird in einer Arbeit im 2. Heft der Meteorologischen Rundschau 1958 und in einer Publikation des geographischen Institutes der Universität Salzburg berichtet. Hier sollen nur noch die Voraussetzungen und Bedingungen für die Errichtung einer Speläotherapiestation erläutert werden.

Der subterrane Therapiebereich muß zur ausreichenden Sauerstoffversorgung schwach und gleichmäßig bewettert sein, also eine Zirkulation von nicht mehr als 1-2m/sek aufweisen, denn keinesfalls darf die Bewetterung auf den Kurbetrieb störend einwirken. Die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse müssen je nach Zweck der Behandlung um 10° oder bei Thermaltherapie um 25° und darüber mit relativ hoher Luftfeuchtigkeit liegen und dürfen keine wesentlichen Schwankungen im Tages- und Jahresgang aufweisen. Die Thermaltherapie ist in erster Linie eine Therapie für den Bewegungsapparat, der Muskeln und Gelenke, wobei hohe Temperaturen und Feuchtigkeit eine Notwendigkeit und ein Badewasservorkommen und Radioaktivität einen großen Vorteil bilden.

Die 2. Therapieart, der Atemwege, der Nerven- und Kreislaufstörungen dagegen erfordert Temperaturen zwischen 7 und 11 Grad und eine relative Feuchtigkeit von 80-90%. Hier muß auch das Speläoaerosol weitgehend frei von Staub, Bakterien und Sporen sein bei einem sauren PH-Wert von 4-4,5. Sehr günstig wirkt sich das Vorhandensein von schleimlösendem Calcium und beruhigendem Magnesium. Eine erhöhte Konzentration von Kohlendioxyd bis zu 1% reizt und vertieft die Atmung, wodurch eine verbesserte Durchblutung und Sauerstoffversorgung erfolgt. Auch das Vorhandensein von mehr negativen Ionen und ein Zurücktreten der positiven stellt einen Vorteil dar, sowie die Existenz eines leichten Radongehaltes der Luft. Schließlich besteht noch eine gewisse Abschirmung gegen elektrische Vorgänge und die Abschwächung frequenter Luftdruckschwankungen in subterranen Bereichen.

Von einer wesentlichen Bedeutung für eine Speläotheraoiestation ist auch die Beschaffenheit der unmittelbaren Umgebung ober Tag, wobei sich eine sonnige Hanglage etwas oberhalb des allgemeinen Talniveaus mit Wald- und Wiesenbestand als sehr vorteilhaft erweist.

Berichte über Heilerfolge geben ein ziemlich einheitliches Bild, 60-80% weisen eine völlige Gesundung oder einen sehr guten Heilerfolg mit Einstellung der medikamentösen Behandlung, 20-30% eine bemerkenswerte Besserung mit Reduktion der medikamentösen Behandlung und 5-10% führen zu keinem nennenswerten Erfolg, wobei betont werden muß, daß die Erfolge um so größer und sicherer sind, je jünger die Patienten sind und je kürzer die Krankheitszeit ist. Für eine schwere und langzeitige Erkrankung der Atemwege kann meist nur eine Linderung durch immerwährende Wiederholung der Kuren erzielt werden.

Die Dauer einer Kur beträgt 3-5 Wochen bei 1-2-maligem 1-2-stündigem Aufenthalt pro Tag im subterranen Bereich und wird meist auch von den Krankenversicherungen finanziert.
Anläßlich des 1. internationalen Symposium für therapeutische Nutzung von Räumen unter Tag wurde der Antrag an die internationale Union für Speläologie gestellt, eine Kommission für Speläotherapie zu gründen. Dieser Antrag wurde bei dem internationalen Kongress für Speläologie in Stuttgart 1969 beschlossen und seit dieser Zeit findet jedes 2. Jahr ein internationales Symposium für Speläotherapie statt, an dem neue Gedanken und Erfahrungen aus dem Fachbereich vermittelt und in der Diskussion ausgetauscht werden.

BEMERKUNGEN ZUM EIS IN DER HYDROSPHÄRE

Oskar Reinwarth

Kommission für Glaziologie der
Bayerischen Akademie der Wissenschaften
Marstallplatz 8, D-8000 München 22

Die Entwicklung der Glaziologie von der Gletscherkunde zu ihrem aktuellen Stand vollzog sich praktisch in den letzten 30 Jahren, wobei das Int. Geophys. Jahr (IGY) wichtige Impulse setzte und die Int. Hydrol. Dekade (IHD) 1965-1974 bedeutende Fortschritte brachte. Die Glaziologie als wissenschaftliche Beschäftigung mit dem natürlich vorkommenden Eis in allen seinen Erscheinungsformen, d.h. mit Anteilen an der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Lithosphäre berührt heute praktisch alle geowissenschaftlichen Bereiche und dehnt sich zunehmend anwendungsorientiert auch auf ingenieurwissenschaftliches Gebiet aus.

Maßgeblich für diese Entwicklung waren vorrangig zwei Aspekte:

- Das Eis der Erde repräsentiert den Großteil unserer globalen Süßwasserreserven. Veränderungen dieser Reserven haben entsprechenden Einfluß auf die Wasserbilanz in den verschiedenen räumlichen und zeitlichen Dimensionen.
- Im Eis sind in vielfältiger Weise Informationen über die Geschichte von Naturvorgängen eingespeichert, wobei allgemein Aussagen zur Klimaentwicklung von besonderem Interesse sind.

Beide angesprochenen Punkte verlagern die Aufmerksamkeit primär auf die großen Eiskörper der Polargebiete, das antarktische und grönländische Inlandeis, die deshalb auch hier berücksichtigt werden müssen. Anschließend folgen einige Ausführungen zu den alpinen Gletschern im gleichen Zusammenhang.

1 EIS ALS WASSERSPEICHER

In der umfassenden Darstellung der globalen Wasserbilanz von BAUMGARTNER u. REICHEL (1975) werden die Komponenten der Wasserbilanz: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung eingehend analysiert. Der Wasserspeicherung und deren Veränderung sowie daraus resultierende Modifikationen der Niederschlags-Abfluß-Beziehung kommt bei dieser Betrachtung keine Bedeutung zu. Bei der Bearbeitung der hydrologischen Bilanz der Alpen (BAUMGARTNER, REICHEL u. WEBER 1982) zeigt es sich, daß hier diese Effekte nicht mehr vernachlässigbar sind. Der Einfluß der schwer erfaßbaren Wasservorratsänderung durch die Gletscherschwankungen muß in die Analyse mit einbezogen werden

Kapazitätsmäßig bedeutsamste Speichersysteme sind, wie allgemein bekannt, die Eiskörper unserer Erde. Sie repräsentieren zusammen etwa 3/4 des gesamten Süßwasservorrates.

Zu einer vollständigen Erhebung der Daten für die Erstellung eines globalen Inventars der Schnee- und Eisvorräte war ein spezielles IHD-Programm angeregt worden. Als Ergebnis liegen bislang Gletscherkataster von Norwegen (ØSTREM u. ZIEGLER 1969, ØSTREM et al. 1973) und der Schweiz (MÜLLER et al. 1976) vor. Fertiggestellt ist der Kataster von Österreich, für Frankreich und Italien ist die Bearbeitung der Datensätze abgeschlossen. Die Fortschritte bei der Erstellung einer Reihe von nationalen Beiträgen machte 1981 die Revision der Richtlinien für die Erhebung im Sinne einer Vereinfachung erforderlich. Das Programm soll bis 1985 zum Abschluß gebracht werden.

Eine Bearbeitung des Komplexes erfolgt inzwischen durch das Institut für Geographie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR mit der Vorbereitung eines "World Atlas of Snow and Ice Resources". Die Ermittlung der globalen Eisvorkommen führt dabei mit 30,7 10^6 km³ ohne Meereis (KOTLYAKOV 1980) auf einen etwas höheren Wert als den bei BAUMGARTNER u. REICHEL (1975) angegebenen Betrag von 27,8 10^6 km³ einschließlich Meereis,er bleibt jedoch innerhalb früherer Abschätzungen anderer Bearbeiter (vgl. SHUMSKIY 1964).

	Fläche 10^6km³	Volumen 10^6km³
Nordhalbkugel:		
Polargebiete	2.05	2.7
Gebirge d. mittl. Breiten u. Tropen	0.2	0.03
Südhalbkugel:		
Antarktis	13.9	28.0
Rest	0.03	0.01
Gesamte Erde	16.2	30.7

Tab. 1: Eisvorräte auf den Landflächen nach KOTLYAKOV (1980)

Hauptanteil am Eisvorrat hat die Antarktis, die nach Tab.1 91,1 % des Eises der Erde repräsentiert. Die neueste Bearbeitung aller für die Antarktis vorliegenden Informationen führt auf einen höheren Wert des antarktischen Eisvolumens (DREWRY et al. 1982). Er beträgt für die Gesamt-Antarktis 30,11±2,5 10^6km³ und wird aufgeschlüsselt nach den Hauptregionen sowie den Anteilen von aufliegendem Eis (grounded ice), Schelfeis schwimmend (ice shelves) und aufliegendem Schelfeis (ice rises).

Die für die einzelnen antarktischen Regionen aufsummierten Werte enthält Tab. 2

	Fläche km²	$\bar{h}$ m	Vol.10³km³
Eis aufliegend	11 965 700	2 450	29 324,7
Schelfeis	1 541 710	475	732,9
Schelfeis auf.	78 970	670	53,1
eisfreie Fläche	331 610		
Gesamt-Antarktis	13 917 990	2 160	30 109,8

Tab. 2: Fläche, Eisdicke und Eisvolumen nach DREWRY et al. (1982)

1.1 Eisvorratsänderung

Wichtiger als die Menge des als Eis gebundenen Wassers ist die Frage der Kapazitätsänderungen der glazialen Speichersysteme wegen möglicher Auswirkungen auf die Wasserbilanz und Wechselwirkungen mit den klimatischen Verhältnissen. Diese Fragestellung läuft auf die Erfassung der Massenbilanzen der Eiskörper hinaus. Untersuchungen hierzu sind gleichfalls Gegenstand eines weltweiten wissenschaftlichen Programms, nämlich des "Permanent Service on the Fluctuations of Glacier" (IUGG-FAGS/ICSU), das 1959 installiert wurde. Dieses Programm soll ab 1985 mit dem Inventory-Program zusammengelegt und als "Surveillance of Glaciers" weitergeführt werden. Daten und Ergebnisse der globalen Gletscherüberwachung werden jeweils zusammengefaßt für 5 Jahre veröffentlicht (KASSER 1967, 1973, MÜLLER 1977). Bevor auf alpine Gletscher eingegangen wird, noch eine kurze Anmerkung zur Antarktis in diesem Zusammenhang.

Quantitativ zuverlässige Aussagen sind heute über die recht gut erfaßbare Akkumulation möglich, die zwischen 20 mm im zentralen Teil (BARKOV et al. 1976) und 700 mm im Randbereich schwankt. Das Flächenmittel liegt bei 170 mm (DOLGUSHIN et al. 1962). Weit schwieriger ist die Ermittlung der Ablation. Sie wird durch die Bestimmung des Eistransportes über den Kontinentalrand hinaus angenähert. Fließgeschwindigkeitsbestimmungen, kombiniert mit Eisdickenmessungen, und die Anwendung eisdynamischer Modelle ermöglichen auch hierzu Aussagen. Die Zahlenangaben für die Massenbilanz des antarktischen Eises schwanken zwischen -30 bis +80 mm (DOLGUSHIN et al. 1962). Von den meisten Bearbeitern wird eine schwach positive bis ausgeglichene Bilanz angenommen.

Hauptaktivitätsgebiete für den Eisabfluß vom zentralen Inlandeis sind die beiden großen Schelfeise der Westantarktis, wobei das Ross-Schelfeis im pazifischen Sektor das größere (536 070 km²) und besser erforschte darstellt. An der Erforschung des Filchner/Ronne-Schelfeises (532 200 km²) im atlantischen Sektor ist nunmehr auch die Bundesrepublik Deutschland mit einem umfangreichen glaziologischen Programm beteiligt: Eisbewegung und Deformation, abgeleitet aus Satellitenpositionsbestimmungen, Eisdickenmessungen mit seismischen und elektromagnetischen Verfahren, dazu Akkumulationsbestimmungen mit stratigraphischen und isotopischen Methoden bilden die Hauptkomponenten dieses Projektes.

2 EIS ALS INFORMATIONSSPEICHER

Gleichfalls vornehmlich im Zusammenhang mit den polaren Inlandeisen ist der zweite wichtige Punkt, die Funktion der Eiskörper als Informationsspeicher zu sehen. Die als physikalische, chemische oder auch biologische Größen archivierten Informationen haben den wesentlichen Vorzug, kontinuierlich große Zeiträume zu überdecken und dabei eine z.T. beträchtliche Auflösung in den verschiedenen Zeitskalen zu ermöglichen. Die Archivierung erfolgt dabei vorrangig über zwei Mechanismen:

- Deposition von festem Niederschlag an der Oberfläche mit unterschiedlichen Gehalten isotopisch markierter Wassermoleküle als Folge temperaturabhängiger Fraktionierungseffekte sowie mit dem Niederschlag zur Ablagerung kommende Aerosolteilchen einschließlich der im Niederschlag gelösten Substanzen und Gase,
  trockene Sedimentation von Staubpartikeln,
- Einschluß von Luft im Eis infolge der Diagenese von Schnee über Firn zu luftundurchlässigem Eis, wobei hier die Zusammensetzung der Luft in den entstandenen Blasen und der totale Luftgehalt im Eisvolumen die primär interessierenden Parameter sind.

Die fast vernachlässigbaren Effekte von Diffusionsvorgängen im Eis, das weitgehende Fehlen störender lokaler Quellen und die außerordentliche Homogenität der ausgedehnten Inlandeisflächen gewähren den erhaltenen Ergebnissen ein hohes Maß an Repräsentativität. Die Rekonstruktion des Temperaturverlaufs für die letzten 120 000 Jahre zählt dabei zu den bekanntesten Resultaten.

Andererseits stehen der Interpretation der aus Eisbohrkernen ableitbaren Ergebnisse eine Reihe von Schwierigkeiten entgegen: Aufgrund der Eisbewegung haben die aus verschiedenen Tiefen gewonnenen Proben einer Bohrung einen unterschiedlichen Ursprung. Dabei können sich durch Form- und Höhenänderungen des Eiskörpers infolge von Klimaschwankungen die Fließrichtung und Ausgangshöhe verändert haben. Die Zuordnung einer Zeitskala zur Bohrtiefe erfolgt mit Hilfe von experimentellen Altersbestimmungen über radioaktive Isotope oder eisdynamische Fließmodelle. Beide Verfahren erlauben nur eine begrenzte Genauigkeit, die besonders bei paläoklimatischen Untersuchungen gewisse Unsicherheiten bedingen. Außerdem haben die Zeitskalen für die beiden genannten Einspeicherungsmechanismen unterschiedliche Anfangswerte. Im Gegensatz zu den an der Oberfläche deponierten Merkmalen beginnt die Zählung für die eingeschlossenen Gasvolumina erst ab dem Firn-Eis-Übergangsbereich, der bei polaren Eiskörpern etwa bei 70 m Tiefe beginnt und bis unter 100 m reicht. Für den Südpol liegt diese

close-off Tiefe z.B. bei ungefähr 120 m. Die Kernproben sind dort schon ungefähr 2 000 Jahre alt (STAUFFER 1981).

Eine kurze Übersicht zu den sehr effektiven Verfahren der Untersuchung von Eisbohrkernen, die sicher noch erhebliche Möglichkeiten einschließen, enthält eine Arbeit von RADOK (1978). Eine neuere systematische Darstellung der Methoden und Möglichkeiten sowie wichtiger Ergebnisse der mit Hilfe von Kernbohrungen und in situ-Extraktionstechnik in Bohrlöchern durchgeführten Untersuchungen wurde von OESCHGER (1980) vorgelegt. Speziell die paläoklimatischen Aussagemöglichkeiten der Untersuchungen von tiefreichenden Eisbohrkernen hat DANSGAARD (1980) beschrieben und die sehr aktuelle Problematik der Analyse von Gaseinschlüssen im Eis wurde von STAUFFER (1978, 1981) behandelt. Als eines der jüngsten beachtlichen Ergebnisse, speziell zu diesem Bereich, soll die Bestimmung des Verlaufs des CO_2-Gehaltes in Eisproben für die letzten 30 000 Jahre genannt werden. Dieser weist deutlich niedrigere Werte im Pleistozän als im Holozän auf mit einem Minimum gegen Ende der letzten Vereisungsphase (OESCHGER et al. 1982, STAUFFER et al. 1981).

Zur systematischen Fortführung und dem gezielten Einsatz von Bohrkern- und Bohrlochmessungen im Rahmen des Antarktis-Klimaforschungsprogramms als Beitrag zum Welt-Klimaforschungsprogramm (WCRP) wurden von einer Expertengruppe entsprechende Richtlinien ausgearbeitet (SCAR 1981) und als "Basis for an Action Plan on Antarctic Climate Research" vorgelegt.

Vergleichbare Untersuchungen werden auch in hochgelegenen alpinen Gletscherbereichen mit kaltem Eis durchgeführt und zwar am Colle Gnifetti, Monte Rosa (SCHOTTERER et al. 1978). Es hat sich allerdings gezeigt, daß selbst im tempertierten Eis der Alpengletscher trotz Schmelzwasserversickerung und damit verbundener Auswaschungseffekte noch ein erheblicher Restbestand speziell an isotopischer Information erhalten bleibt.

3 GLETSCHERVERHALTEN

Während die polaren Inlandeise, die jahreszeitlich variierende Ausdehnung des Meereises und mit Einschränkung auch die großflächige Schneebedeckung eine ausgeprägte Wechselwirkung mit der Atmosphäre aufweisen, sind die Gletscher der mittleren und niederen Breiten für eine Rückwirkung auf atmosphärische Vorgänge erheblich zu klein. Andererseits bewirken die meteorologischen Prozesse Änderungen des Eisvorrates dieser Gletscher durch Zutrag (Akkumulation) vorwiegend infolge Deposition festen Niederschlages und Eisabbau (Ablation) hauptsächlich durch Schmelzung. Auf längerfristige Schwankungen in der Verteilung der akkumulativen oder ablativen Vorgänge reagiert der Gletscher durch Wachstum oder Schrumpfung. Eine übersichtliche Darstellung des gesamten Komplexes wurde von PATERSON (1981) neu bearbeitet.

Für unsere alpinen Gletscher bildet deshalb bereits die Angabe der Veränderung von Länge, Fläche oder Volumen innerhalb eines bestimmten Zeitraumes eine wichtige Information, welche als Basis für zahlreiche Untersuchungen der Gletscher-Klima-Beziehung dient, gelegentlich in unzulänglich vereinfachter Weise. Grundlegende Arbeiten, an denen sich derartige Versuche zu orientieren haben, stellen die Beiträge von KUHN (1979, 1980) dar, welche die Bedeutung der einzelnen Variablen in ihrer Wirksamkeit für den Massen- und Energiehaushalt (1979) und deren Einfluß auf die Höhenlage der Gleichgewichtslinie (1980) als einem charakteristischen Parameter zur Beschreibung klimatischer Vorgänge und Verteilungen herausstellt.

Da jede Veränderung von Form und Dimension eines Gletschers, - abgesehen von sog. "surges", womit kurzzeitige rasche Vorstöße als Folge spontaner Bewegungsvorgänge bezeichnet werden, - mit einer Massenänderung gekoppelt ist, hat das Gletscherverhalten auch einen entsprechenden hydrologischen Aspekt, der zumeist weniger beachtet wird als die Klimarelation.

Veränderungen der Gletscher sind als Änderungen der Länge und Ausdehnung zumeist unmittelbar erkennbar und einfach zu messen. Exakte Angaben der Flächen- und Volumensänderungen benötigen bereits sehr genaue Kartenunterlagen in angemessenem zeitlichen Abstand. Die Erfassung der Massenänderungen eines Gletschers von Jahr zu Jahr als Summe von Akkumulation und Ablation macht aufwendige Messungen erforderlich und ist deshalb auf wenige ausgewählte Gletscher beschränkt. Die detaillierteste Information zum Verhalten eines Gletschers liefert die Erfassung der Wasserbilanz eines stark vergletscherten Einzugsgebietes mit der kontinuierlichen Messung von Niederschlag und Abfluß. Allerdings begegnet dieses Verfahren auch den größten Schwierigkeiten und ist nur unter besonders günstigen Bedingungen anwendbar. Eine umfassende Analyse der genannten Parameter für die Schweizer Gletscher enthält der Beitrag von KASSER (1978).

3.1 Längen- und Flächenänderungen

Messungen der Längenänderungen stellen im alpinen Bereich das zeitlich und nach der Zahl der erfaßten Gletscher umfangreichste Datenmaterial dar, zurückreichend bis 1890 mit im Mittel je ca. 100 Zungenbeobachtungen aus den österreichischen und Schweizer Alpen. Abb. 1 zeigt die Lageänderung der Zungenenden für die beobachteten Schweizer Gletscher.

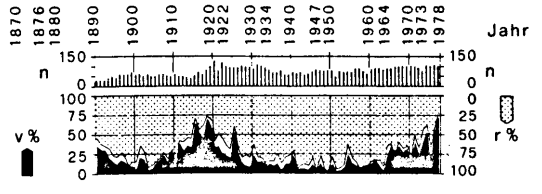


Abb. 1: Lageänderung der Gletscherzungen in den Schweizer Alpen 1890/91 - 1977/78. n = beobachtete Anzahl; v = Vorstoß; r = Rückzug. Aus KASSER (1978).

Nach dem allgemeinen Gletscherrückgang nimmt seit 1965 die Zahl der vorstoßenden Gletscher zu, wenn auch nicht gleichmäßig und erreichte 1978 mit 72 % der Schweizer und 1980 mit 72 % der beobachteten österreichischen Gletscher die bisher höchsten Werte, d.h. man kann derzeit von einer Vorstoßphase der Gletscher sprechen. Diese Aussage ist jedoch problematisch, denn die Angabe der Tendenz allein ohne Betrag vermittelt ein unzutreffendes Bild. Von Ausnahmen abgesehen, haben sich vor allem die großen Gletscher kaum, die meisten kleineren nur wenig von ihrem Minimalstand entfernt. Dies verdeutlicht Abb. 2, welche die Zungenänderungen der österreichischen Gletscher seit 1957 (PATZELT 1980) zeigt, dazu die mittleren jährlichen Längenänderungen der beobachteten Gletscher. Im Mittel resultiert demnach erst seit 1977 eine Längenzunahme der seit 1965 wachsenden Zahl vorstoßender Gletscher.

Ein Mangel dieser Statistiken ist es auch, daß alle Gletscher, unabhängig von der Größenverteilung, mit dem gleichen Gewicht eingehen. Von den 1828 Gletschern der Schweiz (Stand 1973, MÜLLER et al. 1976) mit 1342 km² Gesamtfläche oder 3,2 % der Landesfläche und einem Eisvolumen von 67,4 km³ sind 89 % kleiner als 1 km², häufigste Größenklasse ist o,4 km². Verglichen mit 1876 haben die Schweizer Gletscher 475 km² oder 36 % an Fläche eingebüßt. Da dieser Flächenverlust hauptsächlich dem Zungenbereich der Gletscher zuzuordnen ist, resultiert daraus ein entsprechender Schmelzwasserausfall, der für ein Normaljahr mit 1425 Mio. m³ anzusetzen wäre. Größer noch ist der Volumensverlust. Bezogen auf den Maximalstand von 1850 kann er mit 48 km³ abgeschätzt werden, vergleichbar dem 1,5-fachen Jahresabfluß des Rheins in Basel (KASSER 1978).

Von den 922 österreichischen Gletschern mit 540 km² Fläche und 19 km³ Eisvolumen (Stand 1969, PATZELT, pers. Mitt.), - entsprechend der Wasserführung des Inn bei Innsbruck für 5 Jahre, - nehmen die drei größten bereits 10 % der Fläche ein, 88 % sind kleiner als 1 km². Die kleinen Gletscher überwiegen somit bei weitem.

Ein Problem, das in diesem Zusammenhang erwähnt sei und welches sich bei der Erstellung der Inventar-Richtlinien als schwierig erwies, bildet die Definition eines Gletschers. Der Tagungsort Berchtesgaden liefert dafür mit den zwei Eiskörpern in seiner Umgebung ein gutes Beispiel. Während die Eiskapelle am Fuß der Watzmann-Ostwand als stagnierender Eiskörper nicht zu den Gletschern zählt, bildet das Watzmanneis im Watzmannkar mit einer nachweislichen Bewegung neben dem Blaueis und den drei Zugspitzgletschern den fünften bayerischen Gletscher. Mit 1,1 km² Gesamtfläche ist ihr Eisvorrat vernachlässigbar, allein Existenz und Wachstum dieser Gletscher erfordern gebührende Beachtung.

Die genauen Zahlenwerte mit Kartenunterlagen für die Jahre 1949(50), 1959 und 1970(71) findet man bei FINSTERWALDER u. RENTSCH (1973), die Auswertungen für die Zugspitzgletscher bis 1979 bei FINSTERWALDER (1981).

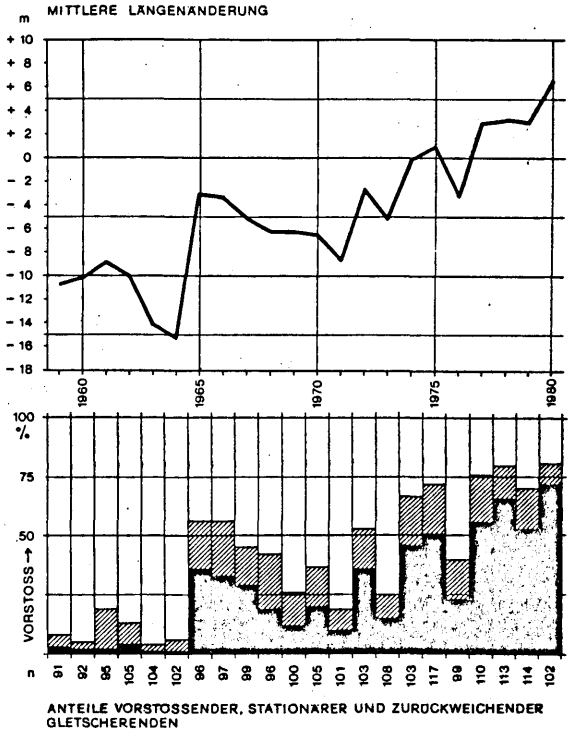


Abb. 2: Längenänderung der österreichischen Gletscher 1959 - 1980. Aus PATZELT (1980).

3.2 Volumens- und Massenänderungen

Einen vertieften Einblick in das Gletscherverhalten gewährt die Analyse der Volumensveränderungen, die allgemein als mittlere jährliche Höhenänderung zwischen zwei Vermessungen und als Funktion der Höhe angegeben werden. Eine Reihe von Ostalpengletschern, darunter auch die bayerischen, werden in etwa 10-Jahresabständen untersucht (FINSTERWALDER u. RENTSCH 1980). Dabei zeigt sich deutlich, daß nach vorausgehenden anhaltendem Einsinken der Oberfläche die größten Aufhöhungen überwiegend in das Zeitintervall 1969-1979 fallen, und anschließend wieder abnehmen. Dabei ist die Abnahme in den höheren Lagen der Gletscher deutlich stärker als im Zungenbereich. Wir können daraus schließen, daß der aktuelle Gletschervorstoß sich nicht mehr wesentlich verstärken, sondern eher mit einer abnehmenden Tendenz fortsetzen wird.

Die geodätisch als Mittel über größere Zeitintervalle erfaßten Volumensänderungen werden durch die direkte glaziologische Bestimmung des Massenhaushaltes in Jahreswerte aufgeschlüsselt. Die Angabe des jährlichen Nettomassenzutrages und -massenverlustes steht in einem wesentlich engerem Zusammenhang mit meteorologisch-klimatologischen Vorgängen. Von HOINKES (1970) wurde deshalb der Massenhaushalt als Bindeglied zwischen Gletscherverhalten und Klima dargestellt.

Charakteristisch für die Massenhaushaltswerte der untersuchten Ostalpengletscher seit 1965 sind beträchtliche Schwankungen von Jahr zu Jahr mit positiven Bilanzen bis 1969, unterschiedlichen, häufig negativen Werten bis 1973 und nur

geringen Massenänderungen seither. Mit Ausnahme des Hintereisferners resultiert für die beobachteten Gletscher ein leichter (Vernagtferner) bis deutlicher (Kesselwandferner, Sonnblickkees) Massenzuwachs seit 1965 (KUHN et al. 1979, REINWARTH 1979, SLUPETZKY 1974).

Für die Untersuchung und Beschreibung der wechselseitigen Abhängigkeiten von Massenhaushalt, Fließverhalten und Formänderungen eines Gletschers wurden inzwischen dynamische Modelle (BUDD a. JENSSEN 1975) entwickelt und an bekannten Gletschermeßreihen getestet (KRUSS 1977) vorrangig mit dem Ziel, die für die beobachteten Gletscheränderungen maßgeblichen Massenhaushalte nachträglich zu ermitteln, um daraus auf die klimatischen Ursachen schließen zu können.

4 GLETSCHERABFLUSS

Die Alpengletscher sind natürliche hydrologische Speicher mit einem spezifischen Charakteristikum: Speicherung von zumeist festem Niederschlag und Abbau der gespeicherten Substanz erfolgen weitgehend unabhängig und zu unterschiedlichen Jahreszeiten, wobei Winter und Frühjahr die sog. Akkumulationsperiode bilden, Sommer und Herbst die Ablationsperiode. Dieses von der normalen Niederschlags-Abflußbeziehung gänzlich abweichende glaziale Abflußregime hat für viele wasserwirtschaftliche Belange im Gebirge und dessen Randzonen erhebliche Bedeutung. Glazialhydrologische Untersuchungen stehen deshalb häufig in unmittelbarem Zusammenhang mit der Nutzung des Gletscherabflusses wie z.B. für Wasserkraftanlagen mit hochgelegenen künstlichen Speicherräumen im Wallis.

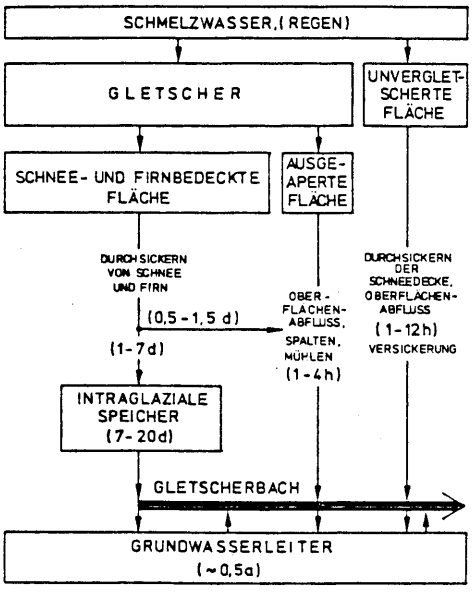


Abb. 3: Abflußsystem eines vergletscherten Einzugsgebietes. Die Zeitangaben sind mittlere Fließ- bzw. Verweilzeiten des Schmelzwassers bezogen auf das Einzugsgebiet der Pegelstation Vernagtbach. Aus BAKER et al. (1982).

Systematische Untersuchungen zum Gletscherabfluß im alpinen Bereich existieren vor allem vom Großen Aletschgletscher (vgl.KASSER 1978), älter sind die Ergebnisse vom Hintereisferner (LANG 1966), als außeralpine klassische Arbeiten seien die vom Stor- und Mikkaglaciären erwähnt (STENBORG 1970).

4.1 Vernagtprojekt

Als Beispiel einer vergleichbaren Untersuchung werden nachfolgend Ergebnisse eine Projektes "Abfluß in und von Gletschern" im Rahmen des Sonderforschungsbereichs 81 der TU München betrachtet, das am Vernagtferner, einem 9,3 km² großen Gletscher in den Ötztaler Alpen, durchgeführt wird (OERTER 1981). Das durch die Abflußmeßstelle kontrollierte Einzugsgebiet umfaßt 11,44 km², ist also zu 81 % vergletschert (BERGMANN u. REINWARTH 1976). Abb. 3 zeigt als Schema die generelle Gliederung eines vergletscherten Einzugsgebietes. Die angegebenen Fließ- und Verweilzeiten sind bezogen auf den Vernagtferner und mit Hilfe zahlreicher Markierungsversuche bestimmt (BEHRENS et al. 1982). Sie sind zugleich generell charakteristisch für die Übergänge zwischen den verschiedenen Systembereichen. Den mit diesen Übergängen verbundenen Wasserbewegungen sind dabei typische aus der Hydromechanik bekannte Strömungsformen entsprechend der nachfolgenden Tabelle zugeordnet.

Wasserbewegung in Gletschern	Charakteristische Strömungsform
Schmelzwassereindringen in Schnee u. Firn	Strömung im ungesättigten porösen Medium
Schmelzwasserabfluß oberhalb des undurchlässigen Eiskörpers	Strömung im gesättigten porösen Medium mit freier Oberfläche
Schmelzwasserbewegung im Eiskörper des Akkumulationsgebietes	Turbulente Strömung in einem unter Überdruck stehenden Leitungssystem
Schmelzwasser an der Oberfläche des Ablationsgebietes	Diskontinuierliche Schichtenströmung
Schmelzwasserzuleitung zum subglazialen Gerinnesystem	Absturz, Wirbelfallschacht
Abfluß im subglazialen Gerinne	Strömung unter Überdruck oder Freispiegelströmung im überdeckten Gerinne

Die Anwendung dieser strömungsmechanischen Ansätze wird allerdings durch die Inhomogenität und Anisotropie des Firn- und Eiskörpers, vor allem durch die instationären Bedingungen wesentlich erschwert.

4.1.1 Abflußgang

Die den Schmelzvorgang steuernden meteorologischen Prozesse sind im Gletscherabfluß deutlich ausgeprägt. Der Jahresgang der Energiebilanz mit Schmelzbedingungen von etwa Mitte Mai bis Anfang Oktober bedingt eine entsprechende Abflußcharakteristik: 90 % des Jahresabflusses

entfallen auf die Zeit Mai - September. Der mittlere Abflußbetrag für diese Zeit, bezogen auf die Reihe 1974 - 1981, liegt bei 0,986 m^3/s oder 86,2 l s^{-1} km^{-2}. Der praktisch konstante Winterwasserwert liegt bei 18 l/s. Eine kurze Übersicht zum Abflußverhalten findet sich bei REINWARTH et al. (1982), alle Abflußdaten wurden von OERTER (1981) zusammengestellt. Der Tagesgang der Energiebilanz bewirkt einen markanten tagesperiodischen Anteil am Abflußgang, da die Fließzeiten für den aperen Eisbereich hinreichend klein sind. Der Amplituden der Tagesschwankungen wachsen dabei deutlich mit der Vergrößerung der aperen Fläche. Wegen der Verzögerung durch die Fließzeiten erscheint die Wasserführung im Gletscherbach statistisch dem Gang der Lufttemperatur besser korreliert als der primär für die Schmelzung wirksamen kurzwelligen Strahlungsbilanz. Über den gesamten Gletscherbereich ausgedehnt ist der Einfluß markanter Witterungsphasen, von denen sich Ka ltlufteinbrüche mit Neuschneefällen durch eine spontane Abnahme der Wasserführung am deutlichsten erkennen lassen.

Die Möglichkeit, die Anteile der einzelnen Komponenten am Gletscherabfluß, bestehend aus Schnee-, Firn- und Eisschmelzwasser sowie in geringem Umfang aus Grundwasser, zu bestimmen, wird hier nur erwähnt. Als Kriterien für die Separation der einzelnen Komponenten dienen die unterschiedlichen isotopischen Markierungen der Firn- und Eisschmelzwässer (MOSER u. RAUERT 1980) sowie charakteristische Leitfähigkeitswerte des Grundwasseranteils.

4.1.2 Hydrologische Bilanz

Durch die Bestimmung des Gebietsniederschlags ist es zusätzlich möglich, die hydrologische Bilanz des Einzugsgebietes zu ermitteln und sie in Relation zur glaziologischen Massenbilanz des Gletschers zu setzen. Für die Haushaltsjahre 1974/75 - 1977/78 zeigt sich, daß bei einem mittleren Jahresniederschlag von 1508 mm = 100 % durchschnittlich 77 % in den Abfluß eingespeist wurden, 11 % als Massenzuwachs dem Gletscher verblieben und 12 % als Verdunstung angenommen werden müssen, um die hydrologische Bilanz auszugleichen.

4.1.3 Abflußmodell

Auf der Basis der glazialhydrologischen Untersuchungen vom Vernagtferner ist ein deterministisches Abflußmodell entwickelt worden. Mit der Kenntnis der charakteristischen Verweilzeiten und deren Anwendung auf ein System von vier parallelen Linearspeichern, die dadurch gekennzeichnet sind, daß der Abfluß aus dem Speicher dem Speicherinhalt proportional ist, sowie mit der Energiebilanz, bestimmt für die gesamte Gletscherfläche, als Eingangsgröße ist eine befriedigende Beschreibung des Abflußganges, zunächst für niederschlagsfreie Abschnitte, möglich (BAKER et al. 1982).

LITERATUR

BAKER, D., ESCHER-VETTER, H. OERTER, H., REINWARTH, O.: Ein Modell zur Berechnung des Schmelzwasserabflusses in einem vergletscherten Einzugsgebiet. Ges. f. Strahlen- u. Umweltforsch. München, GSF-Bericht R 290 (1982), S. 175-187

BARKOV, N.I., BOBIN, N.E., STEPANOV, G.K.: Borehole drilling through antarctic ice cover at Vostok station in 1970. Inform. Bull. Soviet Antarctic Expedition 85 (1973), S. 22-28

BAUMGARTNER, A., REICHEL, E.: Die Weltwasserbilanz. R. Oldenbourg Verl. München Wien 1975

BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., WEBER, G.: Karten zur hydrologischen Bilanz der Alpen. Interpraevent Bd. 4 (1982), S. 165-174

BEHRENS, H., OERTER, H., REINWARTH, O.: Ergebnisse von Markierungsversuchen mit Fluoreszenzfarbstoffen am Vernagtferner in den Jahren 1974-1978. Ges. f. Strahlen- u. Umweltforsch. München, GSF-Bericht R 290 (1982), S. 402-424

BERGMANN, H., REINWARTH, O.: Die Pegelstation Vernagtbach (Ötztaler Alpen). Planung, Bau und Meßergebnisse. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. XII (1976), S. 157-180

BUDD, W.F., JENSSEN, D.: Numerical modeling of a glacier system. IAHS Publ. No. 104 (1975), S. 257-291

DANSGAARD, W.: Palaeo-Climatic Studies on Ice Cores. In: Das Klima, hrsg. v. H. Oeschger, B. Messerli, M. Slivar,Springer-Verl. Berlin Heidelberg New York 1980, S. 236-245

DOLGUSHIN, L.D., YEVTEYEV, S.A., KOTLYAKOV, V.M.: Current changes in the Antarctic Ice Sheet. IASH Publ. No. 58 (1962), S. 286-294

DREWRY, D.I., JORDAN, S.R., JANKOWSKI, E.: Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. Annals of Glaciology, Vol. 3 (1982), S. 83-91

FINSTERWALDER, Rüd., RENTSCH, H.: Das Verhalten der bayerischen Gletscher in den letzten zwei Jahrzehnten. Erläuterungen zu den Gletscherkarten für die Jahre 1949(50)-1959-1970(71). Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. IX (1973), H. 1-2, S. 59-72

FINSTERWALDER, Rüd., RENTSCH, H.: Die Erfassung der Höhenänderung von Ostalpengletschern in den Zeiträumen 1950-1959-1969. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. XII (1976), H. 1, S. 29-35

FINSTERWALDER, Rüd.: Zur Höhenänderung der Zugspitzgletscher. Mitt. d. Geograph. Ges. in München, Bd. 66 (1981), S. 25-30

HOINKES, H.: Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953-1968. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. VI (1970), H. 1-2, S. 37-90

KASSER, P.: Fluctuations of Glaciers 1959-1965. IASH (ICSI)-UNESCO, Paris 1967

KASSER, P.: Fluctuations of Glaciers 1965-1970. IAHS (ICSI)-NESCO, Paris 1973

KASSER, P.: Rezente Gletscherveränderungen in den Schweizer Alpen. In: Gletscher u. Klima, Jahrbuch d. SNG, hrsg. v. P.Kasser. Birkhäuser Verl. Basel Boston Stuttgart 1978, S. 106-138

KOTLYAKOV, V.M., KRENKE, A.N.: Data on snow cover and glaciers for the global climate models. World Climate Research Programme, ISC Study Conference on Land Surface Processe in Atmospheric General Circulation Models. Greenbelt, USA, ICSU-WMO, 1981, S. 449-461

KUHN, M., KASER, G., MARKL, G., WAGNER, H.P., SCHNEIDER, H.: 25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner. Inst. f. Meteorol. u. Geophys. d. Univ. Innsbruck, 1979, 80 S.

KUHN, M.: Climate and Glaciers. IASH Publ. No. 131 (1979), S. 3-20

KUHN, M.: Die Reaktion der Schneegrenze auf Klimaschwankungen. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. 16 (1980), H. 2, S. 241-254

KRUSS, P.: A flexible numerical model of glaciers. Meteorol. Department, Univ. of Melbourne, 1977 (M. Sc. Thesis)

LANG, H.: Hydrometeorologische Ergebnisse aus Abflußmessungen im Bereich des Hintereisferners (Ötztaler Alpen) in den Jahren 1957-1959. - Archiv f. Meteorol., Geophys. u. Bioklimatol., B, Bd. 14 (1966), S. 280-302

MOSER, H., RAUERT, W.: Isotopenmethoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie Bd. 8. Gebr. Borntraeger Berlin Stuttgart 1980

MÜLLER, F., CAFLISCH, T., MÜLLER, G.: Firn and Eis der Schweizer Alpen, Gletscherinventar. ETH Zürich, Georgraph. Inst. Publ. Nr. 57 u. 57a, 1976

MÜLLER, F.: Fluctuations of Glaciers 1970-1975 (Vol. III). IAHS (ICSI)-UNESCO, Paris 1977

OERTER, H.: Der Abfluß an der Pegelstation Vernagtbach (Ötztaler Alpen) in den Jahren 1974-1980. Ges. f. Strahlen- u. Umweltforsch. München, GSF-Bericht R 260 (1981), 30 S.

OESCHGER, H.: In der Natur gespeicherte Geschichte von Umweltvorgängen. In: Das Klima (hrsg. v. H. Oeschger, B. Messerli, M. Slivar). Springer-Verl. Berlin Heidelberg New York, 1980, S. 209-236

OESCHGER, H., STAUFFER, B., NEFTEL, A., SCHWANDER, I., ZUMBRUNN, R.: Atmospheric CO_2 content in the past deduced from ice-core analyses. Annals of Glaciology, Vol. 3 (1982), S. 227-232

ØSTREM, G., ZIEGLER, T.: Atlas over Breer i Sør-Norge. Norges Vassdrags-og Elektrisitetsvesen, Medd. nr. 20, 1969

ØSTREM, G., HAAKENS, N., MELANDER, O.: Atlas over Beer i Nord-Skandinavia. Norges Vassdrags-og Elektrisitetsvesen og Stockholms Universitet. Medd. Nr. 22, 1973

PATERSON, W.S.B.: The Physics of Glaciers. 2nd Edition, Pergamon Press, 1981

PATZELT, G.: Die Gletscher der Österreichischen Alpen (Bericht). Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. 16 (1980), H. 2, S. 267-280

RADOK, U.: Climatic Roles of Ice. Technical Documents in Hydrology. IHP-UNESCO, Paris 1978

REINWARTH, O.: Aktuelle Probleme der Gletscherforschung. Mitt. Dt. Meteorol. Ges. (1979), H. 2, S. 2-18

REINWARTH, O., ESCHER-VETTER, H., MOSER, H., OERTER, H.: Hydrological characteristics of an high Alpine drainage basin (Vernagtferner, Oetztal Alps). Int. Symp. on Hydrol. Research Basins an their Use in Water Resources Planning , Bern, Sept. 1982 (im Druck)

SCAR: Basis for an Action Plan on Antarctic Climate Research. Report of the SCAR Group of Specialists on Antarctic Climate Research, Cambridge, UK, 1981, 62 S.

SCHOTTERER, U., HAEBERLI, W., GOOD, W., OESCHGER, H., RÖTHLISBERGER, H.: Datierung von kaltem Firn und Eis in einem Bohrkern vom Colle Gnifetti, Monte Rosa. In: Gletscher u. Klima Jahrbuch d. SNG, hrsg. v. P. Kasser. Birkhäuser Verl. Basel Boston Stuttgart 1978, S. 48-57

SHUMSKIY, P.A., KRENKE, A.N., ZOTIKOV, I.A.: Ice and its Changes. In: Research in Geophysics, Vol. 2, H. Odiyhaw, Editior (1964), S. 425-460

SLUPETZKY, H.: Untersuchungen zur Massenbilanz eines Hanggletschers. Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus der Meßreihe 1963/64-1970/71 vom Stubacher Sonnblickkees (Hohe Tauern). Zs. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. X (1974), H. 1-2, S. 11-69

STAUFFER, B.: Gas im Gletschereis. In: Gletscher u. Klima, Jahrbuch d. SNG, hrsg. v. P. Kasser. Birkhäuser Verl. Basel Boston Stuttgart 1978, S. 58-65

STAUFFER, B.: Analysis of air bubble composition, crystal size, and pore shape in firn from South Pole Station 1980-1981. Antarctic Journal of the U.S., Vol. XVI (1981), No. 5, S. 76-78

STAUFFER, B., OESCHGER, H., SCHWANDER, I.: Atmospheric CO_2 history from ice core studies. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. 17 (1981), H. 1, S. 1-15

STAUFFER, B.: Die Zusammensetzung der Luft in natürlichem Eis. Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., Bd. 17 (1981), H. 1, S. 57-78

STENBORG, Th.: Studies of the hydrological characteristics of glaciers. Meddelanden från Uppsala Universitets Geografiska Institutioner Ser. A N. 245 (1970), S. 3-11

ENERGIEHAUSHALT UND ABFLUSS DES VERNAGTFERNERS: ERGEBNISSE FÜR DIE ABLATIONSPERIODE 1980

Heidi Escher-Vetter

GSF-Institut für Radiohydrometrie, Ingolstädter Landstr. 1, D-8042 Neuherberg/München

Zusammenfassung: Für einen Einzeltag und für einen ganzen Monat aus der Ablationsperiode 1980 am Vernagtferner wird die Höhenvariabilität der Terme der Energiebilanz diskutiert.
Summary: For one day and for a whole month from the ablation season of the year 1980 for Vernagtferner, the components of the energy balance are discussed with respect to their dependence on altitude.

1 EINLEITUNG

Seit 1974 werden auf dem Vernagtferner in den Ötztaler Alpen (9,30 km², 2800 m - 3628 m) im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 81/TP A1 der TU München vielfältige glaziologische, hydrologische und meteorologische Untersuchungen durchgeführt. Dabei dienen letztere vorrangig dem Zweck, bei den gegebenen Witterungsverhältnissen die Energiebilanz der ganzen Gletscheroberfläche für die komplette sommerliche Ablationsperiode zu ermitteln, um daraus die Menge des anfallenden Schmelzwassers zu bestimmen. Da bei den beiden vorhergehenden Alpinmeteorologischen Tagungen bereits über die Berechnung der kurzwelligen Strahlungsbilanz (ESCHER-VETTER 1978) und der gesamten Energiebilanz einschließlich der dazu notwendigen Erfassung von Ausgangsdaten (ESCHER-VETTER 1980a) berichtet wurde, sollen diese Voraussetzungen für die Schmelzwasserberechnung hier als Basis für die folgende Diskussion der Ergebnisse nur kurz beschrieben werden.

2 KURZER ABRISS DES ENERGIEBILANZMODELLS

Die Energiebilanzgleichung wurde in der folgenden Form verwendet:

$$SBK + SBL + L + V + S = 0$$

Darin sind SBK bzw. SBL die kurz- bzw. langwellige Strahlungsbilanz, L und V die Ströme fühlbarer und latenter Wärme und S die Restenergie, die, falls die Summe der übrigen Terme positiv ist, die resultierende Schmelzenergie darstellt.

Die Terme dieser Gleichung wurden für den Vernagtferner mit einer räumlichen Auflösung von 100 m und einer zeitlichen von o,5 h berechnet. Die Grundlagen hierfür waren zum einen die kontinuierliche Aufzeichnung von Globalstrahlung, Gegenstrahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Niederschlag, Windrichtung und -geschwindigkeit an der Pegelstation Vernagtbach (2640 m) im Vorfeld des Gletschers, zum anderen ein digitales Geländemodell mit obiger Maschenweite. An der Pegelstation Vernagtbach (BERGMANN u. REINWARTH 1976) wird außerdem der Abfluß des Vernagtferners während des gleichen Zeitraums registriert. Von einer anderen Stelle des Geländes aus wird ein Großteil des Gletschers einmal täglich fotografiert, um Informationen über die Oberflächenbeschaffenheit und deren Änderung durch Ausaperung und Schneefälle zu gewinnen. Wie weit sich diese Fotografien zur Bestimmung der Albedo des Gletschers verwenden lassen, demonstriert eines der auf dieser Tagung gezeigten Poster (KIESLE 1982). Für alle Größen liegen inzwischen komplette Datensätze von Anfang Mai bis Ende September für die Jahre 1978 bis 1981 vor.

Mit diesem Ausgangsmaterial und dem in ESCHER-VETTER (1980b) beschriebenen Modell wurden die einzelnen Terme der Gleichung berechnet. Eine Erweiterung der Modellannahmen besteht bei den hier vorgestellten Ergebnissen darin, die Ober-

flächentemperatur des Gletschers nicht während des ganzen Berechnungszeitraumes konstant auf 0°C zu halten, sondern während der Zeiten ohne Schmelzung nach einem Ansatz von AMBACH (1955) diese Größe entsprechend den übrigen Energiebilanzwerten auch tiefere Werte annehmen zu lassen. Dies verbessert insbesondere die Werte während längerer Schlechtwetterperioden.

Im folgenden soll anhand einiger Beispiele die Variabilität der einzelnen Größen gezeigt werden. Der Vergleich mit den gemessenen Abflußwerten ergibt einen Hinweis auf die Genauigkeit der Schmelzwasserberechnungen auf der Basis meteorologischer Daten.

3 ENERGIEBILANZ AM 24.AUGUST 1980

Abb. 1 zeigt die Terme der Energiebilanzgleichung für das tiefstgelegene Höhenintervall des Vernagtferners, Abb. 2 für das höchstgelegene Teilgebiet. Am 24.8. war der Gletscher etwa bis zur Höhe 2950 m ausgeapert, so daß die kurzwellige Strahlungsbilanz SBK infolge der niedrigen Eisalbedo hohe Werte erreichte. Das Tagesmittel von SBK lag bei 162 W/m² in diesem Höhenbereich, was einer mittleren Albedo von 44 % bei einem Tagesmittel der Globalstrahlung von 287 W/m² entsprach. Dagegen liegt die Albedo für die Gletscherfläche zwischen 3400 m und 3628 m (Abb. 2) bei 57 %, einem Wert, der für Firn und Altschnee typisch ist. Da die Schmelzwasserproduktion an einem Strahlungstag, wie ihn der 24.8. repräsentiert, fast ausschließlich von der kurzwelligen Strahlungsbilanz verursacht wird, hat dies zur Folge, daß im obersten Teilgebiet an diesem Tag nur zwischen 8.30 und 15.30 Uhr Schmelzung auftritt, im Tagesmittel aber S einen Wert von -83 W/m² hat. Dies wird auch dadurch bedingt, daß die Lufttemperatur an diesem Tag nur bis 3100 m im Tagesmittel positiv ist, darüber ist sie negativ. Infolge der fehlenden Bewölkung liegt die Gegenstrahlung bei 226 W/m² und damit weit unter der Ausstrahlung der Gletscheroberfläche, was eine negative langwellige Strahlungsbilanz zur Folge hat. Auch der Strom latenter Wärme ist aufgrund der niedrigen Luftfeuchte negativ, so daß die Gesamtbilanz trotz des hohen kurzwelligen Strahlungsangebotes nur im untersten Teilgebiet mit 7 W/m² positiv ist.

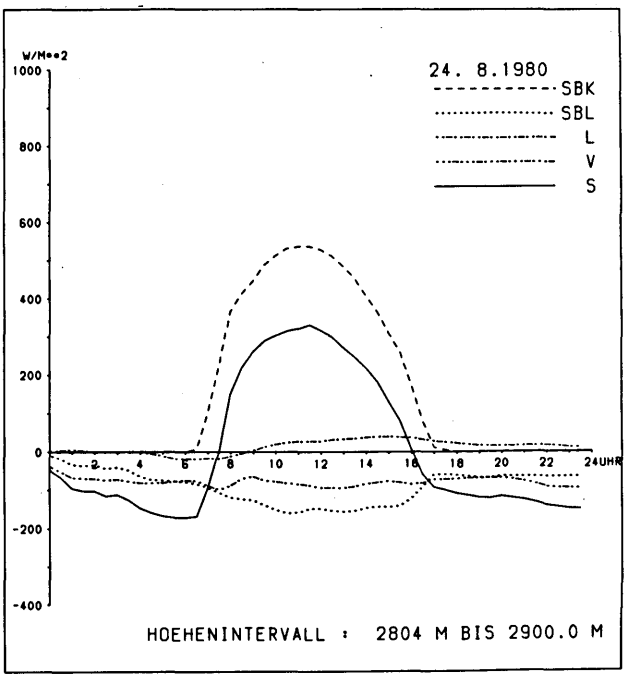


Abb. 1: Tagesgang der Energiebilanzterme am 24. August 1980 im tiefstgelegenen Bereich des Vernagtferners

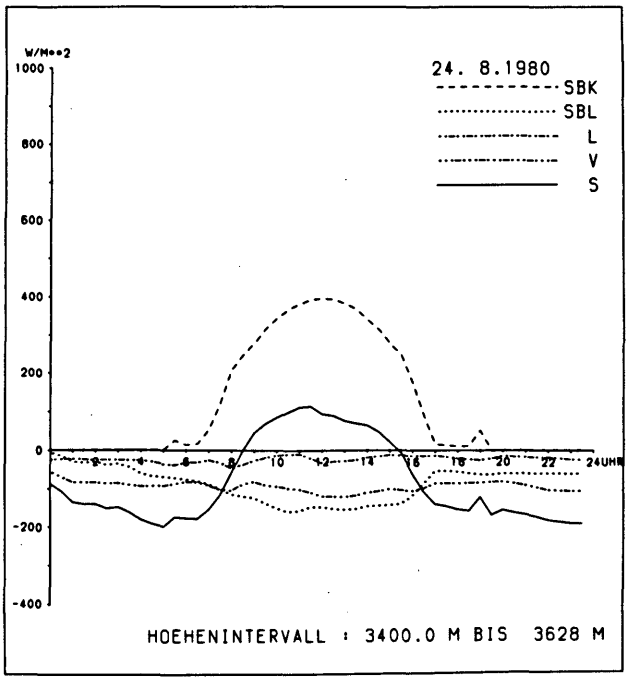


Abb. 2: Tagesgang der Energiebilanzterme am 24. August 1980 im höchstgelegenen Bereich des Vernagtferners

4 TAGESMITTELWERTE DER ENERGIEBILANZTERME IM SEPTEMBER 1980

Abb. 3 bzw. Abb. 4 zeigen für die gleichen Teilgebiete des Gletschers wie Abb. 1 bzw. Abb. 2 den Verlauf der Tagesmittelwerte vom 1. bis zum 26.September 1980. (Man beachte den um den Faktor 2 gespreizten Ordinatenmaßstab!) Man erkennt, daß während dieses Zeitraumes der Strom fühlbarer Wärme L im Gletschergebiet unterhalb von 2900 m bis auf den 10.9. immer positiv war, am 11. und 12. sogar größer als die kurzwellige Strahlungsbilanz. Vom 22. bis 24. ist sogar die langwellige Strahlungsbilanz positiv, da insbesondere am 23. und am 24. dichte Bewölkung z.T. mit Niederschlag auftrat, was eine hohe Gegenstrahlung zur Folge hatte. An den übrigen Tagen sind SBL und auch V negativ oder nahe bei Null und reduzieren damit den zur Verfügung stehenden Schmelzbetrag S. Der Verlauf dieser Größe zeigt zwar, daß die kurzwellige Strahlungsbilanz einen großen Einfluß auf die Gesamtschmelzung in diesem Höhenbereich ausübt, daß aber bei günstigen Wetterlagen der Wert von S größer sein kann als von SBK, wie z.B. vom 16. bis zum 24.des Monats. Dies ist in erster Linie eine Folge der relativ hohen Lufttemperaturen, daneben auch der hohen Luftfeuchtigkeit, die in diesem Zeitraum Kondensation verursachen. Nur an einem Tag ist die Summe von SBK, SBL, L und V negativ, nämlich am 10.September. Während der gesamten Ablationsperiode war dies am 22.Juli das letzte Mal der Fall gewesen, d.h. vom 23.Juli bis zum 26.September stand - mit dieser Ausnahme - zumindest im untersten Teilgebiet des Gletschers Energie zur Schmelzung von Firn und Eis zur Verfügung.

Ein anderes Bild ergibt sich, wenn man das höchstgelegene Teilgebiet des Gletschers betrachtet (Abb. 4). Hier trat merkliche Schmelzung nur vom 16. bis zum 23.September auf, daneben auch am 5. Dies ist zunächst auf die niedrigeren Werte von SBK infolge der höheren Firnalbedo zurückzuführen, daneben natürlich auch auf die Abnahme der Lufttemperatur und damit der Terme L und V. Am wenigsten wird die langwellige Strahlungsbilanz von der

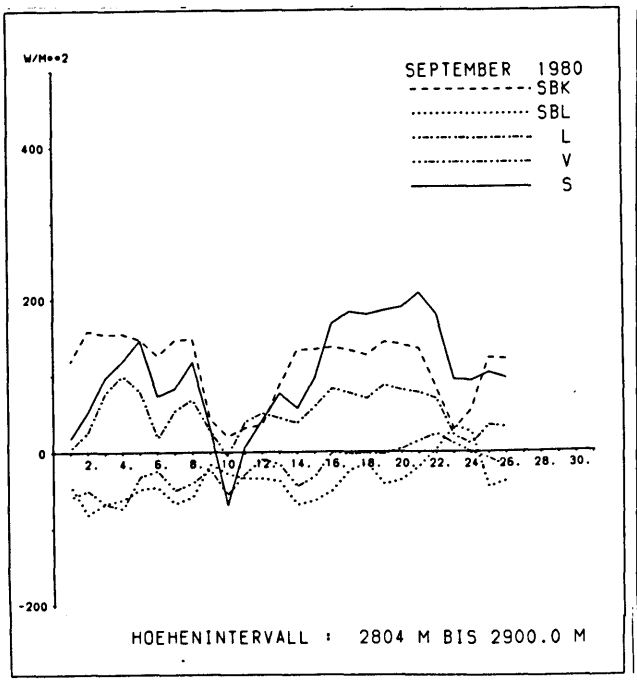


Abb. 3: Monatsgang der Energiebilanztagesmittelwerte im September 1980 im tiefstgelegenen Bereich des Vernagtferners

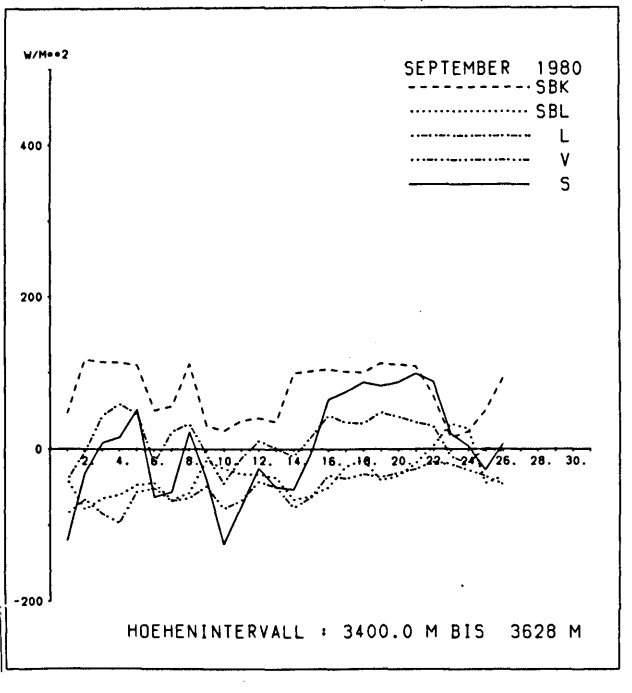


Abb. 4: Monatsgang der Energiebilanztagesmittelwerte im September 1980 im höchstgelegenen Bereich des Vernagtferners

Höhe beeinflußt, da für den ganzen Gletscher eine einheitliche Bewölkung im Modell angenommen wird und eine Differenzierung von SBL damit nur noch über die Oberflächentemperatur des Gletschers erfolgen kann.

Insgesamt kann man aus dem Vergleich der beiden Höhenintervalle folgende Schlüsse ziehen: Bis auf wenige Ausnahmen ist die Höhenvariabilität der zur Verfügung stehenden Schmelzenergie bei strahlungsreichem und warmem Wetter größer als bei Bewölkung und kühlerem Wetter. Außerdem nimmt die Höhenvariabilität von S im Lauf der Ablationsperiode zu, da das überwiegend im unteren Gletscherbereich frei werdende Eis die kurzwellige Strahlungsbilanz dort erhöht. Auch die Modellannahmen zum Höhengradienten der Lufttemperatur (ESCHER-VETTER 1980b) bedingen, daß sich bei schönem Wetter die Lufttemperatur tagsüber stärker mit der Höhe ändert als bei trüber, niederschlagsreicher Witterung.

Ganz zum Schluß soll mit einem Zahlenvergleich die Güte der Schmelzwasserproduktionsberechnung gezeigt werden: Für die Monate Juli bis September 1980, während deren allein Schmelzung am Gletscher auftrat, liefert das Modell einen Gesamtwert, der um 15 % unter dem gemessenen Abfluß für das ganze Haushaltsjahr liegt. Berücksichtigt man, daß ein Teil des Abflusses auch vom Niederschlag verursacht wird, kann man von einer guten Übereinstimmung sprechen.

5 LITERATUR

AMBACH, W.: Über den nächtlichen Wärmeumsatz der gefrorenen Gletscheroberfläche. Arch. f. Met., Geoph. u. Biokl., Ser. A (1955) Bd. 8, S. 411-426

BERGMANN, H.; REINWARTH, O.: Die Pegelstation Vernagtbach - Planung, Bau u. Meßergebnisse. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., H. 12 (1976), S. 157-180

ESCHER-VETTER, H.: Quantitative Erfassung der kurzwelligen Strahlungsbilanz eines Gletschers. Schweiz. Met. Zentralanstalt, Verhandl. d. 15. Internat. Tagung f. Alpine Meteorol., Grindelwald (1978), 1. T., S. 247-250

ESCHER-VETTER, H.: Energiehaushalt und Abfluß eines Alpengletschers (Vernagtferner/Ötztaler Alpen). XVIème Congres Internat. d. Meteorol. Alpine, Aix-les-Bains (1980a), S. 267-271

ESCHER-VETTER, H.: Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. Wiss. Mitt. d. Meteorol. Inst. München No. 39 (1980b)

KIESLE, H.: Albedountersuchungen an einem Gletscher mit Hilfe von Schwarzweißfotografien. Berchtesgaden (1982)

DAS WURTENKEES IN DER GOLDBERGGRUPPE (HOHE TAUERN) - EIN GLETSCHER MIT "ANOMALEM" VERHALTEN

Reinhard BÖHM
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien

Bei den Vorbereitungsarbeiten für eine Monographie der Gletscher der Goldberggruppe fiel das Wurtenkees durch einige interessanteAbweichungen vom "durchschnittlichen" Verhalten der Ostalpengletscher, ja sogar der unmittelbar benachbarten Gletscher der Goldberggruppe, auf (TOLLNER 1950), (LICHTENECKER 1935), (KINZL 1928), PENCK 1897). Infolgedessen wurde dieser Gletscher als erster einer genaueren Untersuchung unterzogen. Das Ergebnis, mit 12 Karten 1:10000 von 1871 bis 1979, mit allen AV.-Längenänderungs= Messungen, mit den Auswerteergebnissen der Karten im Hinblick auf Flächen-, Höhen- und Volumsänderungen, wird nächstes Jahr in der Reihe der Jahresberichte des Sonnblickvereins erscheinen (BÖHM 1983).

An dieser Stelle werden einige dieser Ergebnisse gesprochen.

Zerlegt man den Zeitraum seit 1850 in drei Abschnitte, die in der Folge mit 1, 2 und 3 bezeichnet werden, so können, um in der Terminologie des Titels dieses Vortrages zu bleiben, speziell die Zeitabschnitte 1 und 3 als "anomal" bezeichnet werden, während des Rückzugsverhalten des Wurtenkeeses in Zeitabschnitt 2 zum Teil im Rahmen der Variationsbreite anderer Gletscher lag.

Nun zu den einzelnen Abschnitten:

Abschnitt 1 (1850-1920):

Unternormaler Rückgang des Wurtenkeeses in einer Periode, in der sich die Mehrzahl der anderen Gletscher stärker zurückzog.

Dazu einige Zahlenwerte: Von seiner ursprünglichen Gesamtlänge von 3455 m um 1850 verlor das Wurtenkees bis 1871 noch gar nichts an Länge, bis 1900 nur 70 m, und nach dem geringen Vorstoß um 1920 lag das Gletscherende lediglich um 150 m hinter der Endmoräne des Höchststandes. Also eine Längenänderung von nur 4 % in 70 Jahren. Im gleichen Zeitabschnitt verlor etwa der unmittelbar benachbarte Goldberggletscher bereits 500 - 600 m von seiner 1850 etwa gleichgroßen Gesamtlänge. Wie der Kartenvergleich der Termine 1871 und 1930 zeigt, waren auch die Flächen-, Höhen und Volumsverluste in diesem ersten Zeitabschnitt gering. Der Flächenverlust bis 1930 betrug 0,5 km^2 von ursprünglich 3,5 km^2, der mittlere jährliche Höhenverlust der Gletscheroberfläche war mit -10 cm/Jahr kleiner als der von Vergleichsgletschern, deren Höhenverluste damals zwischen -20 und -90 cm pro Jahr lagen (FINSTERWALDER, RENTSCH 1980), und auch der Volumsverlust des Wurtenkeeses hielt sich in Grenzen: (durch seismische Eisdickenmessungen (BRÜCKL, BITTMANN 1977) existiert ein Untergrundplan, der Volumsberechnungen möglich macht). Das Gesamtvolumen betrug um 1850 etwa 200 Millionen m^3, 1871 noch 189 Mill. m^3 und 1930, also 80 Jahre nach Beginn des Gletscherrückganges, noch 135 Mill. m^3 Eis. 1930 besaß das Wurtenkees noch eine mittlere Eisdicke von 48 m und eine gut entwickelte Gletscherzunge mit maximalen Eisdicken von 120 m (1871

waren die Vergleichswerte 55 m bzw. 160 m).

Abschnitt 2 (1920-1965):

Starker Gletscherrückgang wie bei den meisten anderen Ostalpengletschern mit mittleren jährlichen Längenverlusten von 10 bis 25 m, starken Flächenverlusten (1930-1967 Verlust von 1/4 der Fläche) und mit mittleren jährlichen Einsinkbeträgen der Gletscheroberfläche von -94 cm/Jahr. Das Eisvolumen des Wurtenkeeses ging radikal zurück auf (1976) 34 Millionen m^3, also ein Volumsverlust von 1930-1967 von 75 %. Das Verhalten des Wurtenkeeses im Abschnitt 2 ist zwar weniger anomal als im Abschnitt 1, nun befindet sich der Gletscher jedoch am anderen Ende der Skala, mit überdurchschnittlichen Rückgangstendenzen.

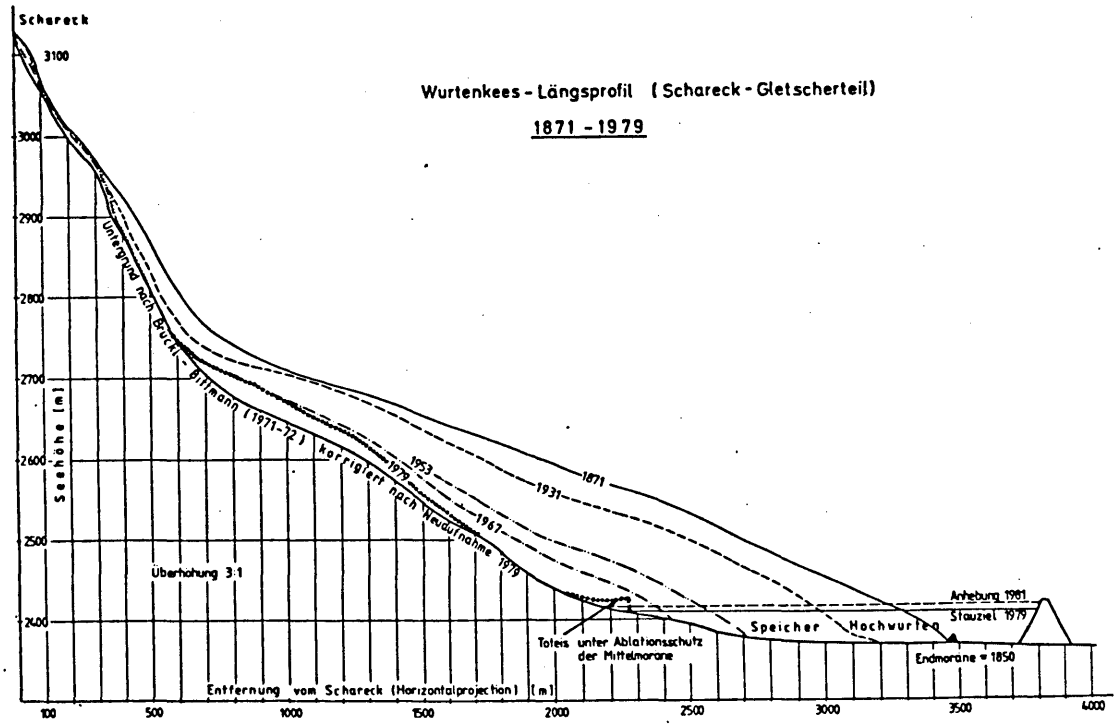
Abschnitt 3 (1965-1982):

Dieser Zeitabschnitt beinhaltet die größten Abweichungen des Wurtenkeeses vom Verhalten anderer Gletscher. Während seit 1965 eine zunehmende Anzahl von Gletschern in Österreich stagniert oder vorstößt, (PATZELT 1976) Höhenaufwölbungen zeigt (FINSTERWALDER, RENTSCH 1980) und Volumszuwachs erfährt, schmilzt das Wurtenkees derzeit immer noch unvermindert ab. Orographisch bedingt, ergab sich bei der Schareckzunge (der Gletscher zerfiel durch seinen weiterhin starken Rückgang 1975/76 in zwei Teile, die nach ihren Ursprüngen Alteck- bzw. Schareck-Gletscher genannt werden) ein wohl einzig dastehender Spitzenwert von -608 m Längenverlust in den 5 Jahren 1975-1980. Die Gletscherfläche beträgt nun (Karte 1979) 2,05 km^2, das sind 50 % der Fläche von 1871. Durch die anhaltenden Höhenverluste (1967-1979 im Mittel -45 cm pro Jahr), die im Gegensatz zu fast allen anderen genauer untersuchten österreichischen Gletschern stehen, ist die mittlere Eisdicke des Wurtenkeeses nun auf 8 m zurückgegangen, die dickste Stelle besitzt noch eine Mächtigkeit von 25 m. Das Volumen halbierte sich in den 12 Jahren von 1967 bis 1979 erneut auf nun nurmehr 17 Millionen m^3, wobei in einer Zeit, wo fast alle anderen Gletscher auf Rücklage arbeiteten, eine mittlere jährliche Gletscherspende von über 1 Million m^3 Wasser geliefert wurde.

Das Eisvolumen des Wurtenkeeses beträgt derzeit somit nur noch 8,5 % des Höchststandes um 1850 bzw., was noch eindrucksvoller ist, nur noch 12,5 % des Standes von 1930, der derzeit noch in den offiziellen 1:25000 Karten von Österreich aufscheint.

Die folgende Abbildung des Gletscherlängsprofils vermittelt einen guten optischen Eindruck von der Stärke des Gletscherrückganges des Wurtenkeeses, aber auch andererseits von der für einen südseitigen Gletscher überraschend mächtig entwickelten Gletscherzunge 1871 und auch noch 1930.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Wurtenkees durch sein von der Norm abweichendes Verhalten vor allem in letzter Zeit sicher eine Bereicherung in der Palette der Verhaltensweisen der genauer untersuchten österreichischen Gletscher darstellt, weshalb es auch zur Vorstellung im Rahmen dieser Tagung ausgewählt worden ist. Gründe für den derzeitigen starken Rückgang sind noch nicht genau bekannt, könnten in der geringen Gipfelhöhe, der teilweisen Südexponiertheit, dem Abreißen eines Großteils des Schareck-Firnfeldes zwischen 1940 und 1970, der großen Windexponiertheit der Firnflächen zu finden sein, obwohl einige dieser Faktoren wieder gegen die mächtige Zungenentwicklung um 1850 sprechen. Ein interessanter Gletscher also, weshalb geplant ist, die aktuelle Meßtätigkeit an ihm zu erweitern. Es



Wurtenkees - Längsprofil (Schareck - Gletscherteil)

1871 - 1979

wurden 1981 bereits Totalisatoren, Schneepegel und Ablationspegel installiert, und erstmalig für den hydrologischen Winter 1981/82 eine Winterbilanz für den ganzen Gletscher durch Schneeprofilgrabungen etc. erarbeitet (BÖHM, HAMMER 1982).

Literatur:

BÖHM, R.: Monographie der Gletscher der Goldberggruppe in den Hohen Tauern.

Teil 1: Das Wurtenkees. 79.-80. Jahresbericht d. Sonnblickvereins f.d.J. 1981-82.

BÖHM. R., HAMMER, N.: Ergebnisse der ersten Meßperiode des Gletschermassenhaushaltsuntersuchungsprojekts Wurtenkees im hydrologischen Winter 1981/82. Zwischenber.a.d.Österr.Akad.d.Wiss., 1982.

BRÜCKL, E., BITTMANN, O.: Die Ergebnisse der seismischen Gletschervermessungen im Bereich der Goldberggruppe (Hohe Tauern) in den Jahren 1971 und 1972. Arb.a.d. Zentralanstalt f. Meteorologie u.Geodynamik, H.25,30 S. Wien, 1977.

FINSTERWALDER, R., RENTSCH, H.: Zur Höhenänderung von Ostalpengletschern im Zeitraum 1969-1979. Z.f.Glkde. u. Glazialgeol., Bd.16,H 1, S 111-115, 1980.

LICHTENECKER, N.: Neue Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. 44.Jahresber.d. Sonnblickvereins f.d.J.1935, S 13-37.

KINZL, H.: Die Gletscher der Sonnblickgruppe in den Jahren 1896-1928. 37.Jahresber.d.Sonnblickvereins f.d.J.1928, S 12-18, 1928.

PATZELT, G.: Statistik der Längenmessungen an den Österreichischen Gletschern 1960-1975. Z.f.Glkde. u. Glazialgeol., Bd. 12, H.1, S 91-94, 1976.

PENCK, A.: Gletscherstudien im Sonnblickgebiet. Z.d.D.u.Öst.AV., Bd. 28, S 52-71, 1897.

TOLLNER, H.: Die Sonnblickgletscher in den Jahren 1938-1951. 48.Jahresber.d. Sonnblickvereins f.d.J.1950, S 6-18, 1951.

STATISTICAL TECHNIQUES TO MODELIZE THE SNOWCOVER EVOLUTION DURING THE SPRING IN MOUNTAINOUS ENVIRONMENT

Vincent RISSER
E.R. 30 du C.N.R.S.
Laboratoire de Biologie Végétale
B.P. 53 - 38041 - GRENOBLE-CEDEX
FRANCE

ABSTRACT. This paper attemps to provide practical suggestions for the modelling of snowpack evolution during spring in a mountainous environment using meteorological data.

RESUME. Ce travail propose une méthode graphique pour la modélisation à partir de données météorologiques de l'évolution du manteau neigeux au cours du printemps dans une zone montagneuse.

1 INTRODUCTION. Snowcover measurements.. During winter and spring long series of snow observations are collected by Electricité de France office (Direction Technique Générale) at several locations distributed in the French Alpes (Duband, 1981). At each station and each week two parameters are measured :

- mean elevation of the snowpack in centimetres
- the corresponding water equivalent (in millimetres) by weighing snow cores.

For each of 17 of these stations the analysis of the interannual fluctuation of snowcover has been made by the "probability calendar" technique (Péguy, 1974 - Risser, Péguy and Martin, 1982). This paper attemps to provide practical suggestions for the modelling of snowpack evolution during spring in a mountainous environment.

A first approach to statistically describe the seasonal evolution of snowmelt should result from the frequential analysis of observed data. Unfortunately, the measurements are too scarce at the end of melting phase and snowmelt sample size of each week are too different to allow a proper description. Another approach is then to build a statistical model allowing the melting reconstruction of a given period of the year using meteorological parameters ; those parameters are measured during the same period of the year at a close meteorological station. In order to estimate the snowcover decrease we retained the location of Val d'Isère (1830 m) snowcover observations and Bourg St Maurice (865 m) as meteorological station.

2 STATISTICAL MODELLING OF SNOWPACK DECREASE

At meteorological station a lot of daily climatological parameters has been retained for a linear regression analysis :

- minimum and maximum temperatures
- durations of the insolation and global irradiation

For a sample of 30 observed weekly decreases of the snowpack (Δh_i) indifferently distributed along the melting phase and for the years 1971 to 1977, the best linear reconstruction ($\Delta h'_i$) is obtained by :

$$\Delta h'_i - \Delta\bar{h} = 0.38(Tm_i - \bar{Tm}) + 0.109(Rg_i - \bar{Rg}) \quad (1)$$

$$\Delta h_i = \Delta h'_i + \varepsilon_i$$

where, $\Delta h'_i$ = estimated snowpack decrease for the week i (cm).

Δh_i = observed snowpack decrease for the week i (cm).

Tm_i = sum of the daily minimum temperatures for the week i (°C).

Rg_i = sum of the values of the daily global radiation Rg(t) of the week i (Kj cm^{-2}).

As global irradiation is not measured at Bourg St Maurice Station, values of Rg_i have been estimated from daily observed duration of insolation, daily temperature range and daily potential values of insolation and global irradiation (see the linear relation proposed by Risser,1979).

$\Delta\bar{h}$, $\bar{Tm}$, $\bar{Rg}$ are respectively mean values in the observed sample of Δh_i, Tm_i and Rg_i (see values in table 1).

TABLE 1

Variable	Δh_i	Tm_i	Rg_i	R_i
Mean	27.18	16.43	13.12	28.37
Standard deviation	8.42	18.18	3.83	12.95

The multiple linear correlation coefficient is $R = 0.84$ and $R^2 = 0.70$. 70 % of the snowpack variations are explained by equation (1). The standard deviation of the residue ($\varepsilon_i = \Delta h_i - \Delta h'_i$) is obtained by :

$$\sigma\varepsilon_i = \sigma\Delta h_i \cdot \sqrt{1 - R^2}$$

The equation (1) does not take into account the modification of the snowpack surface and specially the diminution of its albedo during the melting phase. In order to evaluate this process we multiply $Rg(t_1)$ by a coefficient $f(t_1)$ increasing with time : for day t_1,

$$f(t_1) = 1.09\, e^{0.02 \sqrt{\sum_{t_0}^{t_1} Tmax(t)}} \qquad (2)$$

$Tmax(t)$ = maximum temperature of day t (in °F)

t_0 = date of the snowmelt beginning, variable for each year.

The relation (2) is deduced from a work of Corps of Ingeneers (1956).

The linear regression becomes :

$$\Delta h'_i - \bar{\Delta h} = 0.37(Tm_i - \bar{Tm}) + 0.124(R_i - \bar{R}) \qquad (3)$$

R_i = accumulated value of daily $Rg(t) \times f(t)$ for the week i ($Kjcm^{-2}$)

for $\bar{\Delta h}$, $\bar{R}$, $\bar{Tm}$, see table 1.

The equation (3) give a better reconstruction of snow decrease ($R^2 = 0.73$; $\sigma\varepsilon_i = 4.38$ cm).

3 CONSTRUCTION OF THE PROBABILITY CHARTS OF SNOWCOVER EVOLUTION DURING THE MELTING PHASE

Since the relation (3) has been fitted from observed data collected indifferently during the months of March, April and May, we assumed that this relation can remain suitable all along these months. Using the equation (3) it is then possible to reconstruct the snow decrease of a given week i from its meteorological features (Tm_i, Rg_i) and from a simulation of the residue ε_i (statistical drawing of a gaussian variable, $\bar{\varepsilon}_i = 0$, $\sigma\varepsilon_i = 4.38$ cm). So, at Val d'Isère station and during each week of the period March, 31 to June, 2 and the years 1961 to 1978 snowpack decreases have been estimated, that is 162 values (18 years x 9 weeks). In order to statistically characterize the seasonal evolution of the snowmelt, for each week we calculate the mean ($\bar{\Delta h_i}$) of these 18 annual values and its standard deviation $\sigma\Delta h_i$ (table 2). We can draw the mean evolution of snowpack from April to June adding up week after week the mean values $\bar{\Delta h_i}$ (fig. 1).

TABLE 2

Weeks and limit date	mean snowmelt (cm)	standard deviation (cm)	cumulated mean snowmelt	1.28 Cumulated	1.96 Cumulated
1 7 April	25.5	7.3	25.5	8.4	12.9
2 14 April	24.1	5.2	49.6	11.9	18.2
3 21 April	26.9	6.8	76.5	14.6	22.3
4 28 April	30.7	7.6	107.2	16.8	25.8
5 5 May	35.3	7.2	142.5	18.8	28.8
6 12 May	36.5	6.0	179.0	20.6	31.6
7 19 May	41.6	6.3	220.6	22.3	34.1
8 26 May	40.6	7.3	261.2	23.8	36.5
9 2 June	42.4	5.5	303.6	25.3	38.7

Standard deviations $\sigma\Delta h_i$ of each week are very close one to another ; then we consider $\sigma\Delta h_i$ stable during the melting phase ($\sigma\Delta h_i \simeq 6.58$ cm) Moreover if we take the assumptions that consecutive values of Δh_i are independent during a given year and for each week Δh_i normally distributed, we can also calculate confidence limits for the snowmelt estimations after several weeks. These assumptions have been verified on the observed sample. For a set of consecutive weeks (k to 1) the mean estimated snowmelt is then :

$$\bar{\Delta h}_{k,1} = \sum_{i=k}^{1} \bar{\Delta h_i} \qquad (4)$$

and its standard deviation :

$$\sigma(\Delta h_{k,1}) = \sqrt{\sum_{i=k}^{1} \sigma^2 \Delta h_i} \qquad (5)$$

From an observed amount of snow at a fixed date, this chart gives probabilities of the

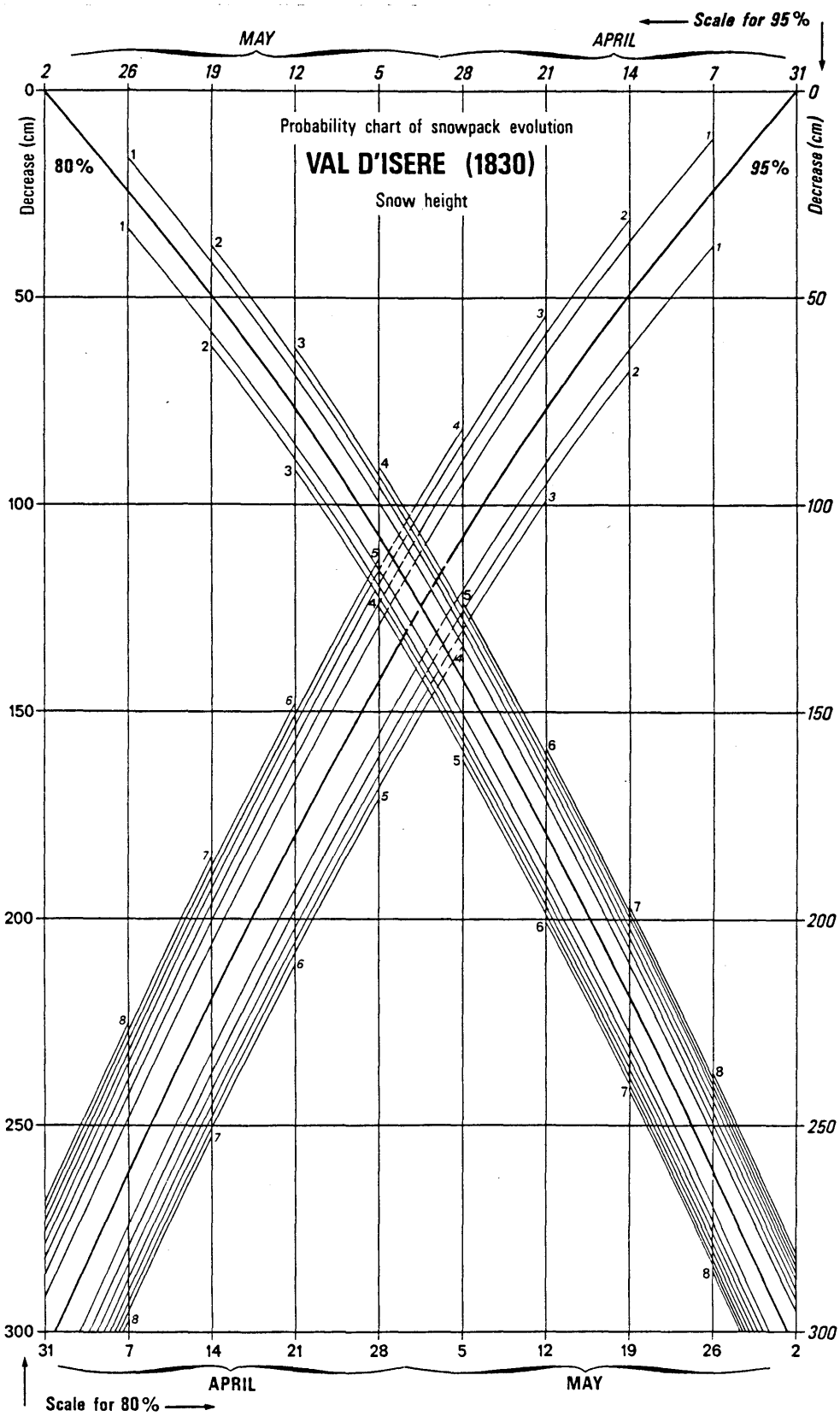


Fig. 1 - Probability chart of snowpack evolution for Val d'Isère

snowpack evolution during the current melting phase. The horizontal axis (fig. 1) is used for chronological adjustment, the vertical axis is used to fix the scale of thickness variations. The central curve gives the mean evolution of the snowpack (equation (5)), the other curves on both sides give confidence limits (equation (6)) for estimated height decreases. Curves quoted 1 represent confidence limits for estimated decreases after 1 week, curves quoted 2 for estimated decreases after 2 weeks and so on. Curves of the first set beginning on the left upper corner correspond to 80 % confidence limits ; curves of the second set to 95 % confidence limits. For example let us consider one observed evolution of the snowpack at Val d'Isère localization. On April 1, 1974, the thickness of the snowpack was 108 cm. Using the chart of the figure 1 we plotted its mean evolution and confidence limits (80 % and 95 %) for the 4 following weeks (fig. 2). By interpolation from these values we can draw the 80 % and 95 % confidence envelopes. To check up our results we plot the observed chronological data of snow thickness on fig. 2.

Of course, if snowfalls interrupt the melting phase it is necessary to reinitialize the snowmelt estimations.

4 CONCLUSION.

From an initial amount at a given date, the probability chart of snowcover evolution gives an estimation of seasonal evolution with confidence limits at 80 % and 95 %. In this work the probability chart for height of snow has been calculated at Val d'Isère during melting phase only because modelization from meteorological parameters is easier than during the accumulation phase. This method can be applied for other locations.

REFERENCES

CORPS of ENGINEERS."Snow hydrologie". Summary report of the snow investigations, North Pacific div, Portland, Oregon, 1956.

DUBAND (D), et PINTE (J). Choix d'emplacements représentatifs de l'enneigement dans les Alpes du Nord. Compte-rendu de la réunion de la Section Glaciologie de la Société Hydrotechnique de France, Grenoble/St Martin d'Hères, 12-13 mars 1981. 26 pages.

PEGUY, (Ch.P.). Etude sur la variabilité de l'enneigement en Vanoise. Trav. Scient. Parc Nat. Vanoise, t. V., 1974, p. 41-55.

RISSER (V). Etude fréquentielle de l'enneigement et analyse des derniers stades de l'évolution du manteau neigeux dans des stations témoins des Alpes françaises. 188 p., Thèse 3e Cycle, Grenoble, 1979.

RISSER (V), PEGUY (Ch.P.), MARTIN (S). Analyse fréquentielle de l'enneigement dans des stations témoins des Alpes françaises. A paraître dans la Météorologie, 1982.

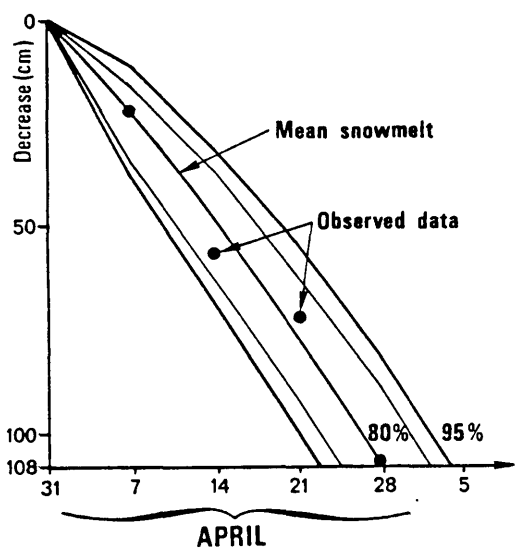


Fig. 2 - Snowmelt evolution observed at Val d'Isère on April 1, 1974, and confidence envelopes at 80 % and 96 %.

ICE ACCRETION ON MT. CAPELLINO DURING THE WINTER 1981/82

by

Giuseppe Flocchini*, Carlo Palau*, Paolo Nicolini**
*The Geophysics Inst. of Genoa University, Italy
**Electrical Research Centre of ENEL, Milan, Italy

1. Introduction

Ice is one of the phenomena on which, quantitatively speaking, less observation is kept - at least, as regards the routine observation performed by the meteorological services. However, knowledge of the ice thickness that forms on stationary structures is particularly useful to designers, especially those concerned with overhead electric power lines.

The purpose of this report is to assess and analyze, in the light of the meteorological conditions at ground, characteristics (average hourly thickness, duration, type of ice, manner of dispersal) of the ice accretion that occurred on Mt. Capellino (44° 33' 05" N; 08° 57'29" E; h = 648 m a.s.l.) during the winter of 1981/82. This locality, which is situated on the Appennine ridge about 15 Km from the coast, is the centre of an area that, during the winter months, is often the scene of heavy ice accretion that may reach considerable thicknesses (Flocchini et al., 1980). In Liguria, the aerial range of an ice storm can vary from a few to a considerable number of sq. km, while a "typical" storm extends over 15-20 km. The aerial distribution of the ice deposit is highly non-uniform, and this depends on the meteorological conditions, and on local conditions such as: the altitude of the site, roughness of the ground, exposure to the wind, and distance from the sea (Flocchini et al., 1980). Although icing has been studied at great length and for some time now, both in the laboratory (Rye and Macklin, 1975; Levi et Al., 1978) and on the ground (Bassani et al., 1971), it is nevertheless far from being fully understood mainly because of its complexity (List, 1979). As is well known, ice storms can also cause damage to the economy of the area affected; a discussion and assessment of the direct and indirect costs of losses due to ice was recently made for the United States (Bendel and Paton, 1981).

2. Data

The research is based on the average hourly values in respect of ice thickness measured on Mt. Capellino during the winter 1981/82 by means of an experimental ice-weighing span, which was set up there in 1978 in co-operation between the Geophysics Inst. of Genoa University and ENEL's Electrical Research Centre, Milan. A description of the span with the first statistical results of the data processing during the first years of operation is shortly to be printed (Flocchini et al., 1982). Table I gives dataon 8 ice storms, together with the times they began, their duration (in h), the maximum average hourly thicknesses for each event, as well as the air temperature (in °C) at the beginning and end of each, the maximum hourly wind speed (Km/h), the rainfall recorded on the pluviograph during each storm (in mm), relative humidity (in %), the type of ice deposited (rime or glaze), and the manner of dispersal (melting = m or sudden detachment = s).

Ice accretions on the span lasted a total of about 225 h. It is also worth mentioning that, due to the ice, the wind values refer only to the first hours of each formation, since the instrument afterwards became blocked and no further data were recorded. During the storms of 18th and 24th December, a Joss-Waldvogel "distrometer" was also used to measure the diameter of drops, and the spectra of the latter were calculated at 5' intervals.

3. Results and Discussion

Examination of Tab. I schows that all the ice storms took place between half-way through December and half-way through January, these being the months in which the phenomenon most often occurs in our area (Flocchini et al., 1979). The cause of this may be sought in the fact that, during this period in the area, meteorological conditions are favourable to the formation of ice; such conditions imply the presence of a layer of hot air sufficiently thick to melt all the particles, which precipitate; this layer is situated above a layer of cold air, which again chills the falling particles. Since the temperature of the objects on which the drops fall is below 0° C, ice is formed.

TABLE I: data, time of beginning, and duration of iceaccretions that occurred on Mt. Cappellino during the winter 1981-82; maximum average hourly thicknesses (in mm), meteorological conditions on the ground, type of ice formation, and manner of dispersal.

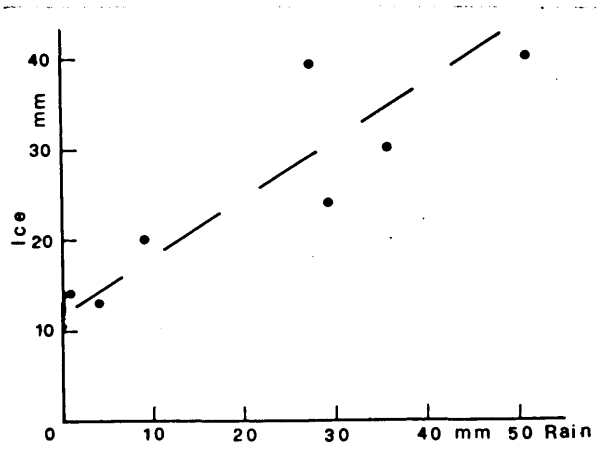
Data	Beg.	Dur.	Max Thick (mm)	T_a min.	T_a max	Wind	Raim (mm)	R.U. (%)	Type	Mod. scomp.
18.12.81	07h50'	26h05'	30	- 0.2	1.4	24N	36.2	96	g	s
24.12.81	08h00'	37h30'	13	- 2.0	3.4	28N	4.0	98	g	m
28.12.81	17h40'	22h40'	40	- 4.6	1.8	28NNE	51.0	95	g	s
30.12.81	12h05'	08h05'	24	- 0.5	4.4	16NNW	29.6	92	r	s
11.01.82	06h20'	27h15'	39	- 3.0	0.5	24NE	27.4	96	g	s
13.01.82	08h15'	34h05'	14	- 0.4	1.0	26NE	0.8	98	g	m
15.01.82	02h00'	33h10'	20	- 1.4	0.2	28NE	8.4	96	g	s
16.01.82	23h00'	35h40'	35	- 1.8	1.8	30NE	0.0	95	r	s

To sum up, such conditions exist when a mass of warm air flows over a colder one. Generally speaking, in our area, the warmer layer is of maritime, tropical origin, while the colder air comes from the continent.

The maximum thicknesses recorded during this winter were much smaller than those generally recorded in the area, while the duration of accretions had a higher average (about 28 hours) than that recorded in previous years. The cause of this may be sought in the stationary meteorological situation on the ground, associated with low temperatures. These thicknesses and durations make it possible to state that the ice storms during the winter in question were of low or medium intensity. In all formations, winds at ground level blew from the north, and their maximum intensity ranged between 16 and 30 km/h. In respect of each event, the beginning of the deposit took place at air temperatures of below 0°C, although in many cases not very far below, while dispersal always took place with the air temperature above 0. Air humidity was also very high, exceeding 92% in each event.

All the accretions, except that of 16th January, accurred with precipitations that, in certain cases, were considerable; during the latter, highly adhesive, wet, transparent ice was observed, and this was due to the fact that only a part of the drops landed on the objects concerned, set, and did not contribute to the formation of air-bubbles. In the case of accretion without precipitation, the ice formed ("rime) looks opaque, due to the presence of air-bubbles inside the ice and its low density; such ice is quite dry.

Fig. 1 shows the role played by precipitations in increasing ice accretion; the abscissae show the quantities of precipitation with the maximum thickness values only in respect of events that included precipitation. Progressive ice accretion increases with precipitation; the scatter of the values is considerable, and this may above all be explained by the fact that an important part in the increase is also played by the efficiency factor, wind speed, air temperature, and the impact surface.



Examination of the drop diameter spectra shows the presence in the chief maximum precipitations of diameters of about 1.2 mm, and in the secondary ones of drops with diameters of around 0.5 mm; there were also very many drops with diameters of between 2.1 and 2.4 mm, while in some spectra drops with a diameter of about 4 mm are present. In most of the spectra, especially those for 24th December, the biggest drops attain a diameter of 3 mm. The ice that occurred was of the opaque type (two events) and also the clear type (six events); the former generally had a density of less than 0.6 g/cc, with low adhesion, and is therefore of less significance for engineers, because it is easily detached from structures by strong winds.

The manner of dispersal most commonly observed

(six case) was sudden detachment (s), while, in the remaining two events, on-the-spot melting of the ice was observed (m). Sudden detachment (s) may be ascribed to the rapid replacement of the mass of cold air near the ground by masses of much warmer air, while on-the-spot melting occurs due to solar radiation or the slow, progressive rise in the air temperature following the intermixing of air masses.

4. Conclusions

This brief report shows that ice is formed and thicknes on stationary structures when air-masses flow over them and their temperature is below 0°C. The drops that land on structures set either totally or partially, creating various types of ice. The quantity of precipitation and the diameter of the drops, provided the other meteorological factors and local conditions are the same, have a marked effect on accretion, which is at its maximum when precipitations contain large drops; the latter, combined with a high wind speed and air temperatures near to 0°C favour the formation and accretion of clear ice.

When the ice has ceased to thicken, it may adhere to structures for a relatively long time, ad long as the air temperature remains below zero throughout. Lastly, it is worth pointing out that, in setting up a model of the phenomenon , it is not possible to take into account the diameter of drops.

REFERENCES

BASSANI, S. et Al. : Impianti sperimentali del Passo di Pradarenaper la misura delle azioni del vento e del ghiaccio sugli elettrodotti. Rend. LXXII Riun. A. E. I., 6,08 1571 (1971).

BENDEL, W.B.; PATTON, D. : A Review of the Effect of Ice Storms on the Power Industry. J. Appl. Met., 20 (1981), 12 pp 1445-1449.

FLOCCHINI, G.; PALAU, C.; TESSORE, E.; DI GIACOMO, G.; NICOLINI, P. : Le condizioni meteorologiche responsabili delle formazioni di ghiaccio a Monte Cappellino. L'Energia Elettrica, LVI (1979), 4, pp 1-13.

FLOCCHINI, G.; PALAU, C.; NICOLINI, P. : Contributo allo studio delle Idrometeore in Italia: Il vetrone e la galaverna in Liguria. Boll Soc. Geogr. Ital., Ser. X (1980), 9, pp 351-356.

FLOCCHINI, G.; PALAU, G.; NICOLINI, P. : On ice Accretion. CIMA 80 (1980), pp 297-301.

FLOCCHINI, G. et Al. : La campata pesaghiaccio di Monte Capellino ed i primi risultati statistici. L'Energia Elettrica (1982) in press.

LEVI, L.; LUBART, L.; DE ACHAVAL, E. M. : Crystal Structure of Ice Accretion. Il Nuovo Cimento C (1978), 1, pp 86-92.

LIST, R. Ice Accretions on Structures. J. of Glaciology (1977), 19, pp 451-465.

RYE, P. J.; MACKLIN, W. C. : Crystal size in accreted Ice. Quart. J. of the R. Met. Soc. (1975), 101, pp 207-215.

Hydrologische Karten der Alpen

A.Baumgartner, E.Reichel u. G. Weber
Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München

Mit finanzieller Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft haben die Autoren den Wasserhaushalt der gesamten Alpen, unabhängig von den Landesgrenzen, untersucht. Sie wandten hierbei die in der "Weltwasserbilanz" von Baumgartner,A. und E. Reichel (1975) entwickelten Verfahren für ein Hochgebirge an. Die auf der Basis der hydrologischen Bilanz entworfenen Karten, nämlich der regionalen Verteilung der Niederschlags-, Verdunstungs- und Abflußhöhen im Maßstab 1 : 5oo ooo, umfassen den gesamten Alpenraum. Sie sind auf die Periode 1931-6o bezogen und in West- uns Ostalpen unterteilt. Eine weitere Karte gibt über den Anteil der Gletscherspende am Abfluß Auskunft.

Die Untersuchung stützt sich auf die Meßwerte für 1221 Flußeinzugsgebiete. Mittels vorhandener oder neu entworfener Niederschlagskarten und der Abflussdaten in den Hydrologischen Jahrbüchern wurde zunächst die Verdunstung E als Differenz der Gebietsniederschlagshöhen P und der Abflusshöhen D berechnet. Die direkte Umsetzung des neuen Datenmaterials in Isolinienkarten gelang daraus nicht, vor allem weil die stochastischen Verteilungen für das gesamte Alpenkollektiv zu stark streuten. Daraufhin wurden die Höhengradienten in den Gebirgsgruppen und Klimagebieten der Alpen einzeln bestimmt.

Die Kartenentwürfe sind über Planimetrierungen zur Erfüllung der hydrologischen Bilanz an jedem Gitterpunkt abgestimmt und mußten deswegen in iterativer Art mehrfach gefertigt werden. Kritische Auseinandersetzungen mit den bisherigen Auffassungen über die Niederschlagshöhen in den Hochlagen sowie Kontrollen von Bilanzen in den Teilgebieten und, wegen des Beitrages des Gletscherschmelzwassers am Abfluß, die Erweiterung der Hydrologischen Bilanz auf P + G -E -D = 0 waren erforderlich

Niederschlagshöhe

Die Karte der Niederschlagsverteilung. enthält Isohyeten im Abstand von 2o cm und ab Niederschlagshöhen von 16oo mm im Abstand von 4o cm, letztere stark ausgezogen. Im Bereich der französischen, italienischen und yugoslavischen Alpen wurde die Karte aufgrund von mittleren Werten neu entworfen. In den übrigen Gebieten wurden vorhandene Karten verwendet, aber die Werte in den unsicheren Hochlagen aus Bilanzgründen erhöht.

Verdunstungshöhe

Die Verdunstungshöhe E ist Schlüsselgröße für die Aufteilung von Niederschlag und Abfluß. Der straffe Zusammenhang zwischen der Verdunstung und der Lufttemperatur T und damit auch mit der Seehöhe H erlaubte die Führung der Isolinien in enger Anlehnung an die Isohypsen.

Mittlere Hauptdaten für die Alpen
sind in folgender Tabelle enthalten:

Temperaturabhängigkeit

T	-5	o	5	1o °C
E(T)	185	355	525	695 mm

Höhenabhängigkeit

H	3ooo	2ooo	1ooo	o m NN
E(H)	215	395	575	755 mm

In vielen Gebieten ist die Nieder=
schlagshöhe ausreichend für potentielle
Verdunstung.

Abflusshöhe
Über die Bilanzierung wurden viele
Unrichtigkeiten der Pegelwerte er=
kannt. Durch Zusammenfassung von klei=
nen Einzugsgebieten zu größeren Abfluß=
gebieten wurden die größeren Fehler eliminiert. Die Übertragung der Pe=
gelwerte zu Linien gleichen Abflusses
stützte sich auf die Differenz P - E
in qualitativer Hinsicht und wurde in
quantitativer Weise durch die ein=
grenzbaren Daten für die Hoch- und
Tallagen kontrolliert.

Gletscherspende
Aus den Massenbilanzen einiger Glet=
scher der Alpen ist die Höhenabhängig=
keit der Gletscherspende berechnet
worden. Die Isolinien halten sich,
unter Beachtung regionaler Unterschiede,
im wesentlichen an die Isohypsen. Sie
wurden unabhängig von der örtlichen
Existenz der Gletscher für das ganze
Alpengebiet gezeichnet. Die Karte un=
terrichtet also über die potentielle
Gletscherspende.

Die Karten befinden sich im Druck.
Sie werden zusammen mit einem Text=
band, mit Tabellenanhang, 1982/83
im Verlag Oldenbourg München erschei=
nen.

DIE SPEKTRALE ALBEDO VON SCHNEE UND EIS

M. Kuhn, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck

F. Stockinger, Wetterdienststelle Klagenfurt

Die spektrale Albedo von Schnee und Eis war in den letzten Jahren Gegenstand mehrerer theoretischer Untersuchungen und Messungen, die unter anderem von WARREN (1982) zusammengefaßt wurden. Der Spektralverlauf ist charakterisiert durch sehr hohe Werte im sichtbaren Bereich, die von 700 nm an über schwächere Absorptionsbanden bei 1000 und 1200 nm minimale Werte bei 1500, 2000 und 2800 nm erreichen.

Die Werte der Albedo reagieren im Sichtbaren besonders auf Verunreinigungen, im nahen Infrarot dagegen stärker auf die Korngröße des Schnees, wobei die in der Schneedecke absorbierte Energie proportional zur Wurzel aus der Korngröße ist. Die Schneedichte spielt in diesen Spektralbereichen keine wesentliche Rolle, die Anwesenheit von flüssigem Wasser im Schnee bewirkt verstärkte Absortpion in einem Spektrum, das dem des Schnees sehr ähnlich ist.

Die in Abbildung 1 gezeigten Kurven stammen von der Seegrube bei Innsbruck. Sie wurden mit einem ISCO-Spektrometer aufgenommen, an dem ein 1 m langer Lichtleiter mit einem Diffuserkopf angeschlossen war. Dieser Diffuser hatte einen Öffnungswinkel von 2π Steradian und wurde abwechselnd auf den Schnee und den Himmel gerichtet, so daß die hier reproduzierten Daten also von einer absoluten Eichung unabhängige Relativwerte sind. Im Bereich über 700 nm war die Halbwertsbreite des Interferenzfilters 25 nm, die hier abgebildeten Albedokurven sind daher schon durch die Meßmethode geglättet.

Die Kurven in Abbildung 1 zeigen, wie rasch die Albedo in den ersten Tagen nach einem Schneefall abnimmt. Nach der Messung fiel im Lauf des 27.3. auf der Seegrube noch ca. 1mm Schnee. Bis zum 3o.3. setzte bei starker Erwärmung die Metamorphose zu größeren Korndurchmessern ein. Die Skizzen in Abbildung 2, die einem Buch von LACHAPELLE (1969) entnommen sind, zeigen verschiedene Stadien der Metamorphose eines Kristalls, bei denen die Zahl der bis dahin verstrichenen Tage jeweils angegeben ist. Bei anhaltend warmer, niederschlagsfreier Witterung fiel die Albedo bis zur dritten Meßserie. Bis zum 14. Juni hatte der Schnee einen mittleren Korn-

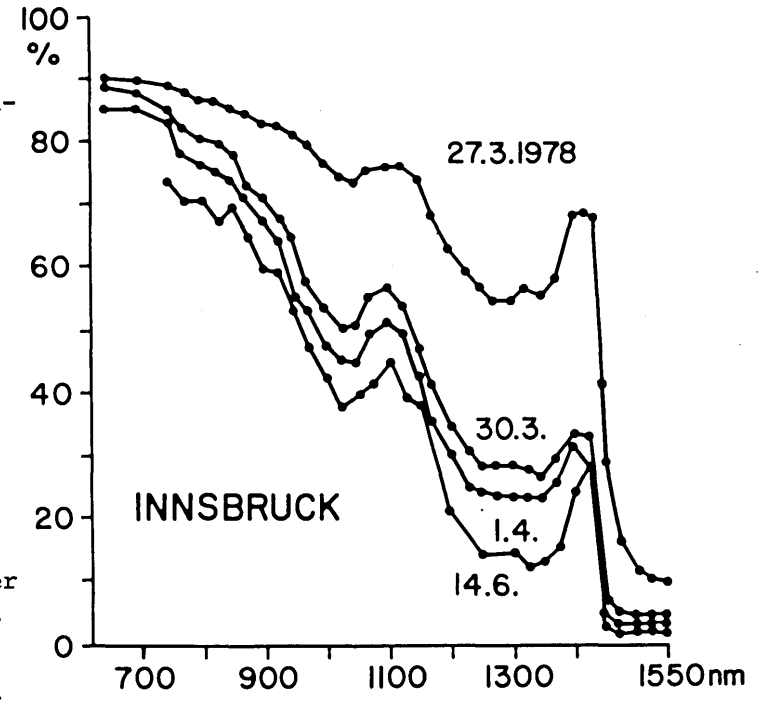


Abb. 1: Der Spektralverlauf der Albedo nach Messungen in der Seegrube (1900 m) bei Innsbruck.

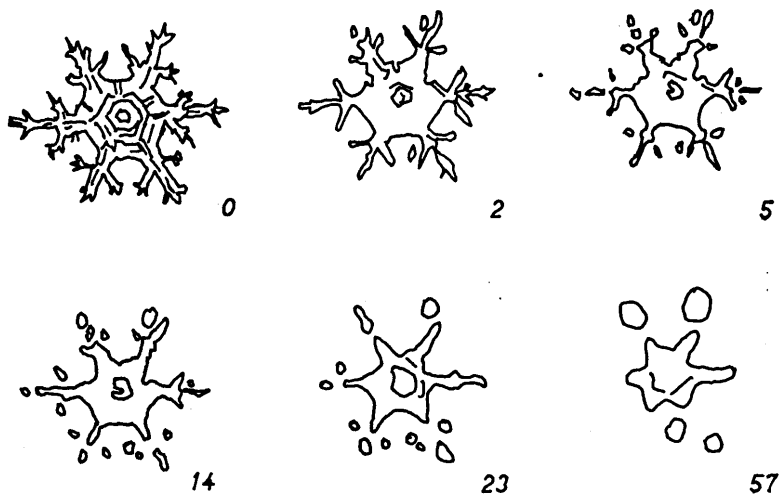


Abb. 2: Der Übergang eines Schneekristalls in eine Gruppe von Schneekörnern durch isotherme Metamorphose. Nach LACHAPELLE (1969).

durchmesser von rund 2 mm und eine Gesamtdichte über 0,5 Mg m^{-3}, wobei neben der Strukturänderung auch die zunehmende Verschmutzung zur Verminderung der Albedo beitrug. In Tabelle 1 sind die Extremwerte der Albedo und ihre relative Bedeutung an den vier Meßterminen zusammengestellt.

Tab. 1: Albedowerte in % im Bereich der Absorptionsbanden und relative Bandentiefe in verschiedenen Stadien der Schneemetamorphose.

nm	700	1025	1100	1300	1400	1550
27.3.	90	75	77	50	69	10
30.3.	88	51	57	29	35	5
1.4.	86	46	52	24	33	4
14.6.	(80)	38	46	15	26	2

	27.3.	30.3.	1.4.	14.6.
$\frac{a(1100)}{a(1025)}$	1,03	1,04	1,13	1,21
$\frac{a(1400)}{a(1300)}$	1,38	1,21	1,38	1,73

Die Reflektivität von Schnee, Eis und Wasser hat einen Spektralverlauf, der sich von der Absorption am atmosphärischen Wasserdampf oder in Wolkentropfen nur wenig unterscheidet. Wird die einfallende Strahlung also durch H_2O-Absorption in der Atmosphäre geschwächt, dann steigt die Gesamtalbedo von Schnee, denn der Anteil der Energie in den schwach reflektierenden Banden an der gesamten reflektierten Energie ist vonvornherein geringer und die stark reflektierenden Bereiche gewinnen an Gewicht.

Um diese Wirkung zu demonstrieren, wurden die gemessenen Albedowerte auf die Bestrahlungsstärke einer trockenen Modellatmosphäre (Zenitdistanz 60°, Bodendruck 850 mb, diffuser Anteil 12%) und einer feuchten (2 cm niederschlagbares Wasser angewendet (Tab.2).

Tab.2: Hypothetische Gesamtalbedo mit trockener und feuchter Atmosphäre.

	27.3.	30.3.	14.6.
trocken	73	65	57 %
feucht	77	71	62 %

Dieser Effekt wirkt bei hoher Luftfeuchte, Wolken, oder niedriger Sonnenhöhe in analoger Weise, er zeigt eine der vielen Besonderheiten, die Schnee und Eis als Randbedingungen der atmosphärischen Strahlungsübertragung verursachen können.

LACHAPELLE, E.R.: Field guide to snow crystals U.of Washington Press, 1969.
WARREN, S.G.: Optical properties of snow. Rev. Geoph., Vol.2o(1),67-89,1982

ALBEDOUNTERSUCHUNGEN AN EINEM GLETSCHER MIT HILFE VON SCHWARZWEISSPHOTOGRAPHIEN

Horst Kiesle

Meteorologisches Institut der Universität München

ZUSAMMENFASSUNG

In dieser Arbeit wird untersucht, inwieweit man anhand von Schwarz - Weiß - Photographien eine Aussage über die Albedo des Aufnahmeobjekts machen kann. Es handelt sich um Photographien des Vernagtferners im Ötztal. Mit Hilfe einer filmspezifischen Schwärzungskurve, die einen direkten Zusammenhang zwischen Absolutwerten der auf den Film auftreffenden Lichtmenge und der durch sie verursachten Schwärzung liefert, soll auf die Albedo geschlossen werden.

1 EINLEITUNG

Seit 1978 wird der Vernagtferner während der Ablationsperiode einmal täglich mit einer Contax RTS Kamera (100° Weitwinkel, Agfapan 25 Film) photographiert, um aus der Verteilung von Schnee- und Eisflächen die Albedo ermitteln zu können. Um eventuell aus der Schwärzung dieser Photos auf die jeweilige Albedo schließen zu können, mußten Kamera und Filmmaterial auf ihre Eigenschaften untersucht werden. Es wurde eine Schwärzungskurve des Agfapan 25 erstellt, die einen graphischen Zusammenhang zwischen der Schwärzung des Negativs und dem absoluten Wert der Lichtmenge, dem Produkt aus der Reflexstrahlung und der Belichtungszeit, liefert. Aus der Reflexstrahlung und der gemessenen Globalstrahlung soll die Albedo ermittelt werden. Mit Hilfe von Albedomessungen am Gletscher und gleichzeitigen Aufnahmen der Gletscheroberfläche von einem benachbarten Gipfel aus wird der Schwärzung an einer Stelle des Photos ein Albedowert zugeordnet.

2 UNTERSUCHUNG DER EIGENSCHAFTEN VON KAMERA UND FILMMATERIAL

Bei der Kamera wurde die Verschlußzeit und die Ausleuchtung des Bildes überprüft, das Filmmaterial auf die Homogenität der lichtempfindlichen Schicht. Alle herkömmlichen Kameras weisen eine Abweichung der tatsächlichen Verschlußzeit von der eingestellten Belichtungszeit auf. Dieses ist auf den mechanischen Verschlußablauf zurückzuführen und daher auch temperaturabhängig.

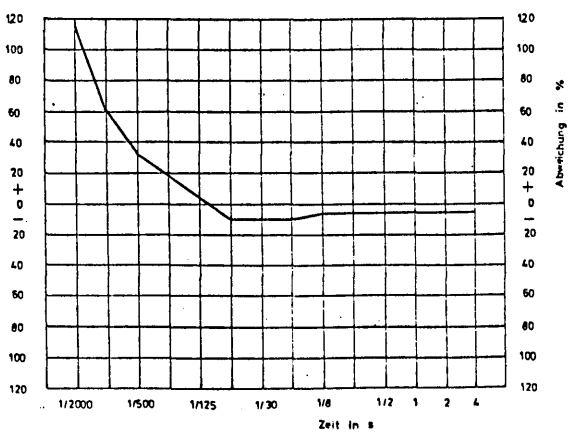


Abb. 1: Belichtungszeitmessung bei Raumtemperatur: Abweichung der tatsächlichen Verschlußzeit von den eingestellten Belichtungszeitstufen in %

Eine Ungenauigkeit der mechanischen Blendeneinstellung wird durch konstant gehaltene Blende umgangen.

Objektive gewährleisten keine gleichmäßige Ausleuchtung des Bildes. Abbildung 2 zeigt die Verteilung der Linien gleicher Schwärzung bei Aufnahmen einer homogen bestrahlten weißen Leinwand mit verschiedenen Objektiven und Blenden. Die Ausleuchtung ist von der Blende und von der Brennweite abhängig: Je größer die Blendenzahl, desto gleichmäßiger die Ausleuchtung. Je größer die Brennweite, desto gleichmäßiger ist die Ausleuch-

tung auch bei kleineren Blendenzahlen.

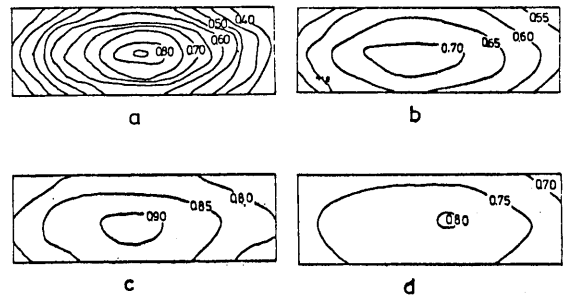


Abb. 2: a 18 mm Objektiv, Blende 4
b 18 mm Objektiv, Blende 11
c 25 mm Objektiv, Blende 11
d 5o mm Objektiv, Blende 11

Beim Filmmaterial erweist sich die lichtempfindliche Schicht als größte Fehlerquelle. Bei gleicher Lichtmenge werden bei verschiedenen Aufnahmen unterschiedliche Schwärzungen erzielt.

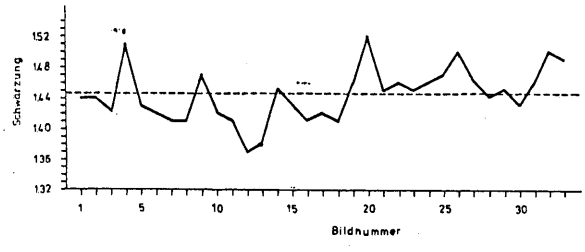


Abb. 3: Schwankung der Schwärzung um einen Mittelwert (gestrichelte Linie) innerhalb eines Films

Die Schwärzung schwankt innerhalb eines Films bis zu 1o %. Es ist innerhalb eines Films keine Tendenz zu erkennen. Bei gleicher Lichtmenge schwankt der Mittelwert von Film zu Film auch um 7 %. Die in diesem Abschnitt festgestellten Eigenschaften von Kamera und Filmmaterial werden im folgenden bei der Erstellung der Schwärzungskurve berücksichtigt.

3 DIE FILMSPEZIFISCHE SCHWÄRZUNGSKURVE DES AGFAPAN 25

Ein zehnstufiger Graukeil wurde auf mehrere Filme mit variabler Belichtungszeit und verschiedener Globalstrahlung aufbelichtet. Mit Hilfe dieses Graukeils, dessen Albedo sich aus der angegebenen Schwärzung ergab, der Globalstrahlung und der tatsächlichen Belichtungszeit wurde die jeweils von den einzelnen Graustufen reflektierte Lichtmenge berechnet. Auf diese Weise wurde der gesamte Schwärzungsbereich des Agfapan 25 erfaßt. Die Schwärzung der einzelnen Graustufen wurde mit einem Densitometer gemessen. Aufgetragen gegen den Logarithmus der Lichtmenge, ergab sich die Schwärzungskurve des Agfapan 25.

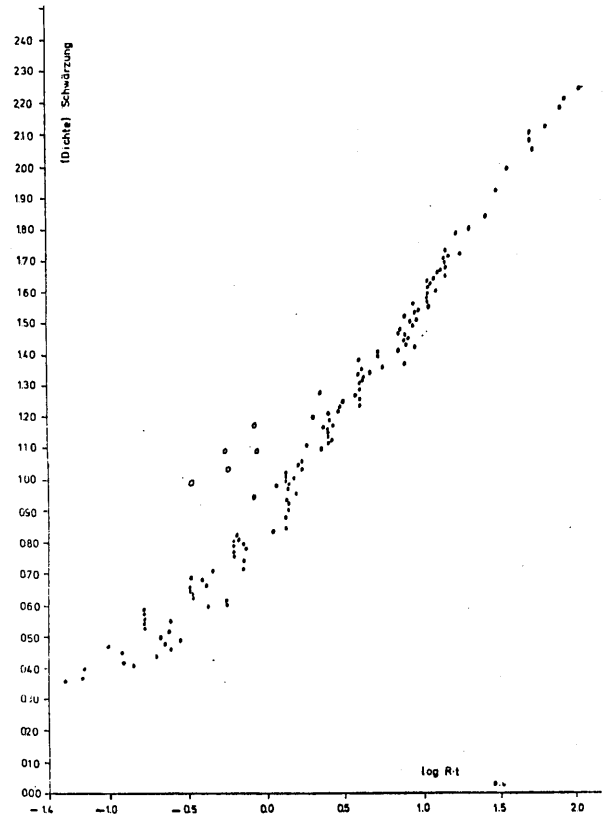


Abb. 4: Filmspezifische Schwärzungskurve des Agfapan 25
Aus den Gipfelaufnahmen abgeleitete Schwärzungskurve

Aus dieser Schwärzungskurve soll für eine auf dem Negativ gemessene Schwärzung der Absolutwert der Lichtmenge ermittelt werden. Dieses Verfahren wird im folgenden auf die Gletscheraufnahmen angewendet.

4 FELDMESSUNGEN AUF DEM VERNAGTFERNER

Auf dem Vernagtferner wurden an einem wolkenlosen Tag mit zwei Eppley Pyranometern die Globalstrahlung und die Reflexstrahlung an fünf Stellen mit verschiedener Oberflächenstruktur gemessen, um daraus die Albedo zu bestimmen.

Gleichzeitig mit den Gipfelaufnahmen wurden Oberflächenaufnahmen von den verschiedenen Meßstellen gemacht, die im Umkreis von wenigen hundert Metern lagen.
Die Schwärzung der Oberflächenaufnahmen variiert wegen der hohen Auflösung der Oberflächenstruktur sehr stark und wurde deshalb an 75 Punkten gemessen und danach gemittelt. Aus der Reflexstrahlung R und der Belichtungszeit t wurde der Logarithmus der Lichtmenge berechnet und die dazugehörige Schwärzung an der Schwärzungskurve abgelesen. Diese unterschied sich von der gemessenen Schwärzung des Negativs um o.o4 bis o.1o bei Eis als Oberfläche, was einer Abweichung der ermittelten Albedo von der tatsächlichen Albedo von 6 % bis 15 % entspricht, also eine gute Übereinstimmung bedeutet.
Auf Schnee dagegen tritt ein Unterschied in der Schwärzung von ca o.35 auf, was einer Abweichung der ermittelten Albedo von der tatsächlichen Albedo von weit mehr als 1oo % entspricht.

Dieselbe Differenz in der Schwärzung ergibt sich bei den serienmäßigen Gletscheraufnahmen. Sowohl bei den Nahaufnahmen als auch bei den Serienaufnahmen liegt die auf dem Negativ gemessene Schwärzung höher als die mit Hilfe der gemessenen Lichtmenge aus der Schwärzungskurve gewonnenen Schwärzung, wofür noch keine physikalische Erklärung gefunden wurde.

Da die gemessene Schwärzung auf den Serienbildern systematisch um denselben Betrag höher liegt, ist die Annahme gerechtfertigt, daß die aus den Gipfelaufnahmen abgeleitete Schwärzungskurve (siehe Abbildung 4) nach oben verschoben ist. Zur Konstruktion dieser Kurve sind zu wenige Meßpunkte vorhanden.
Es bleibt noch zu untersuchen, ob die Meßpunkte auf einer Geraden liegen würden, die durch zwei Extremwerte gelegt wird und wie die Gerade zur filmspezifischen Schwärzungskurve liegt. Die Extremwerte müßten aus Annahmen für die Albedo eines sehr dunklen und eines hellen Punktes gewonnen werden, für die keine Meßwerte vorliegen. Es wäre dann möglich, für beliebige Punkte auf dem Gletscher die Albedo zu bestimmen. Welche Auswirkungen die Lage der Meßstellen, also der Winkel, unter dem die Kamera den Meßort sieht, der Sonnenstand und die Bewölkungsverhältnisse auf die Schwärzung haben, ist aus Mangel an Meßwerten nicht untersucht worden.

In dieser Arbeit ist ersichtlich geworden, mit welchen Schwierigkeiten die Ermittlung der Albedo aus der Schwärzung von Photographien verbunden ist, die nicht mit einer Spezialkamera und mit einem Spezialfilm gemacht wurden.
Es können aber trotzdem brauchbare Ergebnisse erzielt werden unter der Voraussetzung, daß für einen Ort auf dem Gletscher die Albedo bekannt ist.

EINE NUMERISCHE STUDIE ÜBER DIE VEREISUNG KONTINENTALER UND MARITIMER KONVEKTIVER WOLKEN

Klaus D. Beheng

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main

1. EINLEITUNG

Unterkühlte konvektive Mischwolken können durch die Bildung und das Wachstum von Graupelpartikeln überaus wirksam Niederschlagspartikel erzeugen, wodurch in kurzer Zeit aus unterkühlten Wasserwolken Eiswolken entstehen (GAGIN,1975; HALLETT et al.,1978). Es wird in dieser Studie untersucht, welchen Einfluß die Größenverteilungen von Wolkentropfen und Eiskristallen, verschiedene Flüssigwassergehalte und Eiskristallkonzentrationen sowie unterschiedliche Zahlenwerte für die Koagulationsfunktionen (KF) der entsprechenden Wechselwirkungen auf den Vereisungsprozeß ausüben. Es wird betont, daß wesentliche mikrophysikalische Prozesse wie die Eiskristallbildung, das Sublimationswachstum von Eispartikeln, die Wirkung von Eiskeimen sowie advektive Prozesse unberücksichtigt bleiben.

2. MATHEMATISCHE FORMULIERUNG, ANFANGSBEDINGUNGEN, KOAGULATIONSFUNKTIONEN

Die Wechselwirkungen - Koagulation von Wassertropfen untereinander, das Bereifen von Eiskristallen und ihr anschließendes Vergraupeln unter Bildung von Graupelpartikeln - werden mathematisch durch drei stochastische Koagulationsgleichungen beschrieben, die numerisch gelöst werden (vgl. BEHENG,1978). Die Anfangsgrößenverteilung von Tropfen wird als modifizierte Gammaverteilung vorgegeben, wobei neben dem Mittelwert $\bar{r}_o$, der zu 8 und 10 µm (kontinentale Wolke) und zu 14 µm (maritime Wolke) angenommen wurde, auch der Flüssigwassergehalt, der zwischen 1 und 3 gm^{-3} variiert wurde, als Parameter diente. Zahlenwerte für die KF von Wassertropfen wurden sowohl DE ALMEIDA (1979) als auch SCOTT und CHEN (1970) entnommen. Als Anfangsgrößenverteilung für Eiskristalle, die nur entweder als plättchen- oder säulchenförmig angenommen werden, wurde eine Gaußverteilung gewählt, die durch Vorgabe eines mittleren Eiskristallradius im Fall von Eisplättchen bzw. einer mittleren Eiskristallänge im Fall von Eissäulchen sowie der Gesamtzahl der Eiskristalle gesteuert werden konnte. Die Eiskristallkonzentration und folglich die der Graupelpartikel, die entsprechend den erwähnten Einschränkungen zeitlich konstant ist, wurde zwischen 10^{-4} und 10^{-2} cm^{-3} variiert. Ausgehend von den beiden angenommenen Eiskristallgrundformen wurde nur die Bildung kugelförmiger Graupel in Betracht gezogen, während die Entwicklung bereifter Säulchen und Plättchen ausgeschlossen wurde. Es zeigte sich auch in dieser Studie (wie in BEHENG (1981)), daß in diesem Fall nur ein repräsentativer Wert für den Eisplättchenradius, nämlich 313 µm berücksichtigt werden muß, weil der Einfluß anderer Eiskristallradien und -längen gering ist. Da zur Zeit nicht geklärt werden kann, welche der beiden Formulierungen zur Bestimmung der Zahlenwerte der KF für die Wechselwirkung Graupel/Tropfen (BEARD und GROVER,1974; PFLAUM und PRUPPACHER, 1979)die realistischere ist, wurden Rechnungen mit beiden KF durchgeführt.

3. ERGEBNISSE

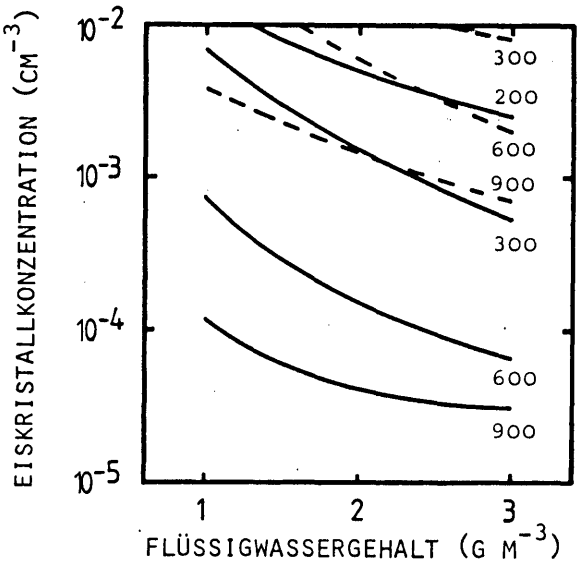
Der Vereisungsvorgang besteht aus dem Wechselspiel der beiden Prozesse : Koagulation von Tropfen untereinander und dem Anfrieren von kleinen Tropfen an Eispartikel (Vergraupeln). Der erstere Prozeß ist bestrebt, aus vielen kleinen Tropfen wenige große Tropfen zu erzeugen, sodaß die Anzahl kleiner Tropfen mit der Zeit abnimmt; große Tropfen werden desto schneller gebildet, je größer der mittlere Anfangstropfenradius $\bar{r}_o$ und/oder je höher die Anfangstropfenkonzentration, die direkt proportional dem Flüssigwassergehalt ist, und je höher die Zahlenwerte der KF für Koagulation (im vorliegenden Fall sind es die nach DE ALMEIDA) sind. Der Vergraupelungsprozeß benötigt demgegenüber viele kleine Tropfen, um effektiv ablaufen zu können, da die Koagulationswahrscheinlichkeit für große Tropfen gering ist. Die Effektivität des Einfangens kleiner Tropfen wird durch die Zahlenwerte der KF beschrieben, wobei in diesem Fall die von BEARD und GROVER erheblich höher sind als die von PFLAUM und PRUPPACHER. Außerdem ist die Vereisungswirksamkeit direkt proportional der Eispartikelkonzentration, was dadurch dokumentiert wird, daß die Vereisungszeiten (Zeit bis zur Abnahme des Flüssigwassergehalts um 80%) sich jeweils bei Verzehnfachung halbieren. Nach diesen Ausführungen ist klar, daß der Vereisungsvorgang bestimmt wird durch die Konkurrenzsituation der beiden mikrophysikalischen Prozesse, wobei diese selbst maßgeblich durch die

unterschiedlichen Zahlenwerte für die entsprechenden KF gekennzeichnet sind.

Vor diesem Hintergrund ist es leicht einzusehen, daß in kontinentalen Wolken auch mit sehr großen Wassergehalten der Einfluß der KF bzgl. Koagulation schwach und der der KF für Vergraupelung stark ist (siehe Abb.). Die Abbildung zeigt, daß im Fall der KF nach PFLAUM und PRUPPACHER die zu einer völligen Vereisung notwendige Eiskristallkonzentration erheblich höher sein muß als im Fall der KF nach BEARD und GROVER. Allgemein nimmt mit zunehmendem Flüssigwassergehalt die Vereisungszeit ab. Geht man über zu höheren $\bar{r}_o$-Werten (Übergang von kontinentalen zu maritimen Wolken), so ändert sich das Bild dramatisch. Denn nun kommt zusätzlich der Einfluß der unterschiedlichen KF für die Koagulation voll zum Tragen, sodaß die Wettbewerbssituation klar zum Vorschein kommt. Mit zunehmender Tropfenkonzentration (proportional dem Wassergehalt) dominiert die Koagulation den Vergraupelungsprozeß, indem sehr rasch die Konzentration kleiner Tropfen zugunsten der Bildung großer Tropfen (mit Radien >100 µm, die nach der Vereisungszeit in Konzentrationen $O(1)\ l^{-1}$ auftreten) abnimmt, wodurch der Vergraupelungsprozeß nur stark eingeschränkt ablaufen kann. Dies äußert sich darin, daß der Wassergehalt nicht mehr um 80%, sondern nur noch um einen viel geringeren Prozentsatz abnimmt (asymptotisches Verhalten). Begünstigt wird dies auch noch durch die Verwendung von KF nach PFLAUM und PRUPPACHER, die zahlenmäßig erheblich unter denen von BEARD und GROVER liegen. Dies kann einerseits dadurch kompensiert werden, daß die Eiskristallkonzentration beträchtlich erhöht wird, oder KF nach BEARD und GROVER verwendet werden oder andererseits dadurch, daß man zusätzlich zu den beiden mikrophysikalischen Prozessen noch Eissplitterbildung berücksichtigt (vgl. BEHENG, 1982).

4. ZUSAMMENFASSUNG

Die Vereisung von Mischwolken wird wesentlich gesteuert durch die zeitliche Entwicklung des Wassertropfenspektrums, die ihrerseits bestimmt ist sowohl durch die Zahlenwerte der Koagulationsfunktion (wobei der Einfluß bei kontinentalen Wolken schwächer, bei maritimen jedoch beträchtlich ist), und andererseits durch die Verwendung unterschiedlicher Zahlenwerte für die Koagulationsfunktion für Vergraupeln. Der Einfluß der Koagulation von Tropfen untereinander nimmt zu mit steigendem Wassergehalt, wodurch immer mehr Eiskristalle notwendig sind, um ein vollständiges Vereisen der Wolke zu erreichen.



Isolinien der Vereisungzeit (in sec) in Abhängigkeit vom Flüssigwassergehalt und der Eiskristallkonzentration für eine kontinentale Wolke ($\bar{r}_o$ = 8 µm). Durchgezogene (gestrichelte) Linien beziehen sich auf Koagulationsfunktionen nach BEARD und GROVER (PFLAUM und PRUPPACHER)

5. LITERATUR

BEARD,K.V.;S,N,GROVER:Numerical Collision Efficiencies for Small Raindrops Colliding with Micron Size Particles, J.Atmos.Sci. 31 (1974),543-550

BEHENG,K.D.: Numerical Simulation of Graupel Development,J.Atmos.Sci.35 (1978),683-689

BEHENG,K.D.: Stochastic Riming of Platelike and Columnar Ice Crystals, Pure Appl. Geoph. 119 (1981), 820-830

BEHENG,K.D.: A Numerical Study on the Combined Action of Droplet Coagulation, Ice Particle Riming and the Splintering Process Concerning Maritime Cumuli, erscheint in Bd.3 der Beitr. Phys. Atmosp. (1982)

DE ALMEIDA,F,C.:The Collisional Problem of Cloud Droplets Moving in a Turbulent Environment-Part II:Turbulent Collision Efficiencies.,J.Atmos.Sci. 36 (1979), 1564-1576

GAGIN,A.: The Ice Phase in Winter Continental Cumulus Clouds.,J.Atmos.Sci. 36 (1975),1604-1614

HALLETT,J.;R.I.SAX;D.LAMB;A.S.R.MURTY: Aircraft Measurements of Ice in Florida Cumuli.,Quart.J.Roy.Met.Soc. 104(1978), 631-651

PFLAUM,J.C.;H.R.PRUPPACHER: A Wind Tunnel Investigation of the Growth of Graupel Initiated from Frozen Drops. J.Atmos.Sci. 36 (1979), 680-689

SCOTT,W.T.;C.Y.CHEN: Approximate Formulas Fitted to the Davis-Sartor-Shafrir-Neiburger Droplet Collision Efficiencies Calculation. J.Atmos.Sci.27 (1970), 698-702

THEORETISCHE MODELLIERUNG DES KONDENSATIONSWACHSTUMS FÜR REGENTROPFENSPEKTREN

U. Wacker und F. Herbert

Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Frankfurt/M

1 EINFÜHRUNG

In vielen theoretischen Modellen wird Kondensation (resp. Evaporation) als ein Quasi-Gleichgewichtsvorgang betrachtet, ohne den irreversiblen Charakter dieses Prozesses zu berücksichtigen. Der irreversible Kondensationsprozeß, für den das Wachstum aller Tröpfchen durch diffusiven Dampf- und Wärmetransport verantwortlich ist, spielt besonders im Entwicklungsstadium einer Wolke eine maßgebende Rolle, indem er Änderungen in den Budgets des H_2O und der thermischen Energie bewirkt. Außer dem Feuchte- und Temperaturfeld beeinflußt die Kondensation aber auch die Entwicklung der Tropfenspektren selber. Offensichtlich kann daher eine zufriedenstellende Modellierung all dieser Effekte nur auf der Basis von detaillierten thermodynamischen und spektral-kinetischen, d.h. wolkenmikrophysikalischen Untersuchungen erreicht werden.

Gegenstand dieser Arbeit ist die mikrophysikalische Bestimmung von Kondensationsraten für gegebene Tropfenspektren. Dabei wird ein Berechnungsverfahren angewandt, das mit den Prinzipien der irreversiblen Thermodynamik (HAASE 1963) und der Howell-Tropfen-Wachstumstheorie (PRUPPACHER & KLETT 1978) ableitbar ist. Dem Verfahren (in Abschnitt 2) liegt die Überlegung zugrunde, daß, ähnlich wie die Umwandlungsraten chemischer Reaktionen, auch H_2O-Phasenflüsse durch die chemische Affinität zwischen den Phasen als thermodynamische Kraft und einem phänomenologischen 'Reaktionskoeffizienten' bestimmt wird. Da der Flüssigwassergehalt einer Wolke aber aus unterschiedlich großen Tropfen (Tropfenspektrum) besteht und demnach keine homogene Phase bildet, muß zunächst eine spektral anwendbare Phasenflußrelation für die Massenwachstumsrate eines einzelnen Tropfens spezifiziert werden, woraus sich dann die totale Umwandlungsrate durch Integration über das gesamte Spektrum ergibt. Die praktische Anwendung dieses Verfahrens, die anhand spezieller Regentropfenspektren durchgeführt wurde, wird in Abschnitt 3 diskutiert.

2 DIE TROPFENWACHSTUMSRATE

Tropfenspektren werden durch eine Dichtefunktion $f(\varepsilon)$ beschrieben, die angibt, wieviel Tropfen mit der Masse ε im Intervall $d\varepsilon$ pro Volumen enthalten sind. Um die Theorie irreversibler Prozesse auf Kondensation oder Evaporation der Partikel innerhalb eines Tropfenspektrums anzuwenden, denken wir uns $f(\varepsilon)$ in eine Anzahl Klassen unterteilt, so daß eine bestimmte Klasse k durch eine Tropfenmasse ε_k repräsentiert wird und mit hinreichender Genauigkeit als homogene Komponente angesehen werden kann. Zum k-ten Intervall gehört dann die Tropfenzahl

$$N_k = \int_{\varepsilon_k-\Delta\varepsilon_k/2}^{\varepsilon_k+\Delta\varepsilon_k/2} f(\varepsilon)\, d\varepsilon \approx f(\varepsilon_k)\, \Delta\varepsilon_k \,, \qquad (1)$$

die Masse

$$M_k = \int_{\varepsilon_k-\Delta\varepsilon_k/2}^{\varepsilon_k+\Delta\varepsilon_k/2} f(\varepsilon)\varepsilon d\varepsilon \approx f(\varepsilon_k)\varepsilon_k\Delta\varepsilon_k = N_k\varepsilon_k \,, \qquad (2)$$

sowie die Kondensationsrate $J_k = \dot{M}_k$, die gemäß

$$J_k = \dot{\varepsilon}_k\, N_k \qquad (3)$$

durch die spektrale Wachstumsrate $\dot{\varepsilon}_k$ der Tropfenmasse ε_k definiert ist. Summation von (3) über alle Klassen liefert die gesamte Kondensationsrate J, die mit der Änderung der Wasserdampfmasse M_v im Gleichgewicht steht. Daher gilt:

$$J = \sum_k \dot{M}_k = -\dot{M}_v \qquad (4)$$

Thermodynamisch werden die irreversiblen Umwandlungsraten $\dot{\varepsilon}_k$, J_k und J durch Zustandsänderungen aufgrund von zeitlichen Variationen der unabhängigen Variablen ε_k und M_k um ihre Gleichgewichtswerte $\mathring{\varepsilon}_k$ und $\mathring{M}_k$ verursacht. Im thermodynamischen Gleichgewicht besitzt die konjugierte Entropie des Systems $s = \mathring{s}$ ein Maximum. Das bedeutet, daß im Nichtgleichgewicht, bei konstanter Energie E und konstantem Volumen V, die

Entropieabweichung $\Delta s = s - \hat{s}$ im Sinne von DE GROOT (1960) geschrieben werden kann:

$$\Delta s = -\frac{1}{2}\sum_{k,i}\phi_{ki}\Delta M_k \Delta M_i = -\frac{1}{2}\sum_k X_k \Delta M_k \qquad (5)$$

$$\text{mit} \quad \phi_{ki} = -\frac{\partial^2 \Delta s}{\partial \Delta M_k \partial \Delta M_i}\,, \quad X_k = \frac{\partial \Delta s}{\partial \Delta M_k}\,.$$

X_k ist dabei als thermodynamische Antriebskraft zu verstehen und mit Hilfe des Gibbs'schen Gesetzes und der Bedingung der Massenerhaltung explizit angebbar:

$$X_k = -\frac{a_{kv}}{T}\,, \qquad (6)$$

wobei T die Temperatur und a_{kv} die chemische Affinität zwischen einem Wassertropfen der Masse ε_k und Wasserdampf sind.

Mit (5) und (6) ergibt sich für die Entropieerzeugungsrate $\Delta\dot{s}$ der Ausdruck

$$\Delta\dot{s} = -\sum_k \frac{a_{kv}}{T}\dot{\varepsilon}_k N_k \geq 0\,. \qquad (7)$$

Im allgemeinen wird die Positiv-Definitheit von $\Delta\dot{s}$ durch die Annahme eines homogenen Zusammenhangs zwischen dem Fluß $\dot{\varepsilon}_k$ und der Kraft a_{kv}/T erfüllt:

$$\dot{\varepsilon}_k = f_k\left(\frac{a_{kv}}{T}\right), \qquad (8)$$

wobei im Gleichgewicht mit dem Verschwinden von a_{kv}/T auch $\dot{\varepsilon}_k$ und $\Delta\dot{s}$ verschwinden, $0 = f_k(0)$ und $\Delta\dot{s} = 0$. Für schwache Abweichungen vom Gleichgewicht ist f_k eine lineare Funktion von a_{kv}/T; allgemeiner ergibt sich auf Grund reaktionskinetischer Überlegungen (HAASE 1963) die Beziehung:

$$\dot{\varepsilon}_k = -l_k A_k\,, \text{ mit } A_k = R_v\left[1-\exp\left(-\frac{a_{kv}}{R_v T}\right)\right] \qquad (9)$$

Gl.(9) beschreibt die Reaktionsrate $\dot{\varepsilon}_k$ als Produkt aus einer thermodynamischen Antriebsfunktion A_k und einem 'Reaktionskoeffizienten' l_k, den die Thermodynamik nicht bestimmt. Unterstellt man, daß für meteorologische Belange Keimbildungseffekte beim Kondensationsprozess vernachlässigt werden können, so ergibt sich allein aufgrund von diffusiven und gaskinetischen Transportprozessen sowie chemischen Bedingungen am Tropfenrand eine Wachstumsrate $\dot{\varepsilon}_k^*$. Hierbei ist $\dot{\varepsilon}_k^*$ explizit als Funktion von Masse ε_k, Temperatur T, relativer Feuchte RH sowie einem Korrekturterm α_k, der durch Köhler-Kelvin-Effekte bedingt ist, bestimmt. Mit der Schließungsbedingung

$$\dot{\varepsilon}_k = \dot{\varepsilon}_k^*\,(\varepsilon_k,\ T,\ RH,\ \alpha_k) \qquad (10)$$

wird dann der zunächst offene Koeffizient l_k als Funktion von Tropfenmasse und -salzgehalt sowie Temperatur und kinetischen Konstanten berechenbar.

In den praktischen Auswertungen wurde für $\dot{\varepsilon}_k^*$ die Formulierung von PRUPPACHER & KLETT (1978) verwendet.

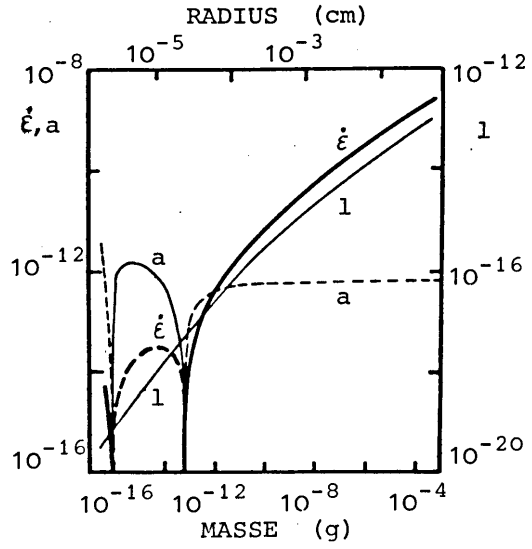


Abb.1: Tropfenwachstumsrate $\dot{\varepsilon}$ (in gs^{-1}), chem.Affinität a (in $10^{20}cm^2s^{-2}$) und Koeffizient l (in K s g cm^{-2}) als Funktion der Tropfengröße für RH=100.5%, T=280 K, $\varepsilon_{NaCl}=9\times10^{-18}$g.
——— positive Werte
– – – – – – negative Werte

Abb.1 zeigt die berechnete Abhängigkeit der Größen $\dot{\varepsilon}$, a und l von der Tropfenmasse bei den gegebenen Modellbedingungen T=280 K, p=990 mb, RH=100.5% und $\varepsilon_{NaCl}=9\times10^{-18}$g als Salzmasse. Die kleinsten Tropfen ($r\lesssim3\times10^{-6}$cm) mit einer relativ hohen Salzkonzentration besitzen eine negative Affinität; für Tropfen mit Radien von $3\times10^{-6}\lesssim r\lesssim3\times10^{-5}$cm dominiert die Krümmungskorrektur gegenüber der Übersättigung und dem Lösungseffekt, so daß die Affinität einen positiven Wert annimmt. Tropfen mit $r\gtrsim3\times10^{-5}$ besitzen einen so kleinen Korrekturterm, daß a im wesentlichen durch die Übersättigung bestimmt wird, und mit zunehmendem Tropfenradius einem konstanten Wert zustrebt. Der Koeffizient l ist gemäß seiner Definition stets positiv und steigt für große Tropfen proportional zu r an. Die Konsequenz aus dem Verlauf von a und l besteht für $\dot{\varepsilon}$ in einem zweifachen Vorzeichenwechsel in dem Radienbereich, wo α nicht vernachlässigbar ist und einem allein durch die Übersättigung bestimmten Wachstum großer Tropfen.

Eine Erhöhung des Salzgehaltes bewirkt eine Verschiebung der ersten Nullstelle zu größeren Tropfen hin; die Massenzunahme kann dabei so stark erhöht werden, daß alle Tropfen kondensieren.

3 DIE KONDENSATIONSRATE FÜR REGENTROPFENVERTEILUNGEN

Die totale Kondensationsrate ist als das Integral $J \equiv \int_0^\infty \left(\frac{\partial f(\varepsilon)}{\partial t}\right)_\varepsilon d\varepsilon$ definiert.

Mit der Bilanzgleichung für $f(\varepsilon)$ im ε-Raum sowie Gleichung(9)für die Wachstumsrate $\dot{\varepsilon}$ kann J folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$J = \int_0^\infty f(\varepsilon)\dot{\varepsilon}d\varepsilon = -\int_0^\infty f(\varepsilon)1(\varepsilon)A(\varepsilon)d\varepsilon \quad (11)$$

In(11)ist $\dot{\varepsilon}$ oder $1(\varepsilon)$ durch die Schließungsbedingung zu ersetzen, so daß J für ein gegebenes Tropfenspektrum explizit berechnet werden kann.

Wir betrachten nun die vereinfachte Form von(11), die sich dadurch ergibt, daß man in $\dot{\varepsilon}$ den Einfluß durch Oberflächen- und Raoult-Effekte vernachlässigt, indem $\alpha=1$ gesetzt wird. Dadurch wird die Antriebsfunktion A von ε unabhängig, eine Vereinfachung, die in guter Näherung bei Zugrundelegung der Verhältnisse in typischen Regentropfenspektren angewandt werden kann. Die Reaktionsrate kann dann in Form eines linearen Fluß-Kraft-Gesetzes geschrieben werden:

$$J = -L\,A \quad (12)$$

mit $A=A(\varepsilon\to\infty)=-R_V\left[1-\exp(-a(\varepsilon\to\infty)/R_VT)\right]$,

wobei L die Bedeutung eines phänomenologischen Reaktionskoeffizienten besitzt und durch

$$L = \int_0^\infty f(\varepsilon)1(\varepsilon)d\varepsilon \quad (13)$$

gegeben ist. Da $1(\varepsilon)$ mit(10)bestimmt ist, ist auch L bei gegebenem Tropfenspektrum explizit berechenbar.

Wir betrachten nun den Verlauf des Koeffizienten L und der Kondensationsrate J, der sich für eine spezielle Tropfenverteilung $f(\varepsilon)$ einstellt. Im folgenden sind alle auftretenden Größen auf eine Gesamtzahl von 1 Tropfen/cm^3 normiert. Um den Einfluß des Fehlers durch die Vernachlässigung des Korrekturterms möglichst gering zu halten, wird ein Spektrum mit relativ vielen Regentropfen verwendet. Hierzu eignet sich eine Verteilung nach Marshall-Palmer (PRUPPACHER & KLETT 1978)

$$f(\varepsilon) = \frac{1}{N_{ges}}\,\frac{4\cdot10^{-3}}{\pi r^2}\exp(-82\,RI^{-.21}r) \quad (14)$$

mit der Regenintensität RI=5 mm/h und der minimalen Tropfenmasse $\varepsilon_o = 4.2\times10^{-12}$g.

Die mit(14)berechneten Größen L und J sind in Abb.2 als Funktion der relativen Feuchte RH, die direkt proportional zu A ist, für eine Temperatur von

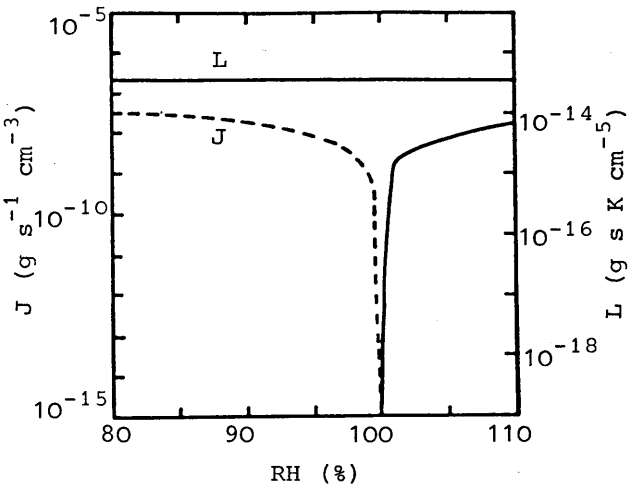


Abb.2 Kondensationsrate J und Koeffizient L als Funktion der relativen Feuchte bei T=280 K, p=900 mb, $\varepsilon_{NaCl}=9\times10^{-18}$g für Marshall-Palmer-Verteilung
——————— positive Werte
– – – – – – – – negative Werte

T=280 K dargestellt. Bei gegebener Temperatur ergibt sich der Koeffizient L erwartungsgemäß als positive Konstante im Einklang mit dem Entropiekriterium des 2. Hauptsatzes. Die Größe J ist, je nachdem, ob die Luft über- oder untersättigt ist, positiv oder negativ. Dabei stellt sich die Nullstelle von J im allgemeinen für den Wert RH ein, für den die Antriebsfunktion A verschwindet. Dies verifiziert den Sachverhalt, daß die Kondensationsrate J einer im Sättigungsgleichgewicht(RH=0)befindlichen Atmosphäre aufgrund von Krümmungs- und Lösungseffekten von Null verschieden sein kann. In dem betrachteten Spezialfall $\alpha=1$ ist allerdings A=0 und damit J=0 genau für RH=100% erfüllt. Es zeigt sich überdies, daß, zufolge des angenommenen Marshall-Palmer-Spektrums,eine Variation des Salzgehaltes nur eine unbedeutende Veränderung von J bewirkt. Die Vorgabe einer anderen Verteilungsfunktion verändert die Absolutbeträge J und L ohne Modifikation des Kurvenverlaufs.

4 LITERATUR

DE GROOT, S.R.: Thermodynamik irreversibler Prozesse. Mannheim: Bibliographisches Institut, 1960

HAASE, R.: Thermodynamik der irreversiblen Prozesse. Darmstadt: Dr. Dietrich Steinkopff-Verlag, 1963

PRUPPACHER, H.R.; KLETT, J.D.: Microphysics of Clouds and Precipitation. Dordrecht: D.Reidel Publ.Comp., 1978

Autorenverzeichnis

Ambach, W. 226
Arseni-Papadimitriou, A. 169
Attmannspacher, W. 65, 102
Aubert, C. –

Balafoutis, C. 169
Bauer, E. L. –
Baumgartner, A. 280
Becker, J. 81
Beheng, K. D. 286
Blumthaler, M. 226
Böhm, R. 270
Brehm, M. 150
Brunner. W. 133

Canaval, H. 226
Cantù, V. 242
Cehak, K. 209
Courvoisier, H. W. 40
Ćurić, M. 195
Czechowsky, P. 124

Dorwarth, G. 122
Dreiseitl, E. –
Dronia, H. 254
Duclay, J. –
Dütsch, H. U. 172

Egger, J. 181
Eisner, H. 226
Emeis, S. 28, 73
Enders, G. 232
Escher-Vetter, H. 266

Fliri, F. 215
Flocchini, G. 192, 277
Frenzen, G. 28, 69
Freytag, C. 92, 146
Fröstl, H. 62
Furman, R. W. 140

Gandino, C. 166
Gasser, O. 59
Geb, M. 48
Gensler, G. A. 43
Georgii, H.-W. 198
Gressel, W. 256
Groll, A. 127
Gross, Gernot 131
Gross, Guenter 95

Halbsguth, G. 156
Hantel, M. 28, 79
Hartmannsgruber, R. 65
Hauf, T. 163
Hennemuth, B. 92, 146, 175
Herbert, F. 204, 289
Hočevar, A. –

Jendritzky, G. 223

Kapitza, H. 159
Kerschgens, M. J. 156
Kiesle, H. 284
Kirchhofer, W. 244
Klaes, D. 28, 76
Klostermeyer, J. 99
Klötzer, W. 143
Köhler, U. 175
Krames, K. 246
Kramm, G. 204
Kraus, H. 156
Kuhn, M. 235, 282
Kurz, M. 37
Küttner, J. 1

Lang, P. 65
Lauscher, F. 213
Lemans, A. E. –
Lucáč, J. 238
Lüdecke, C. 52

Maheras, P. 169
Malberg, H. 55
Mast, G. 116
Meindl, G. 156
Mesinger, F. 20
Michailović, D. T. –
Mörl, P. 207
Müller, E. 23
Müller, H. 186
Munzert, K. 186

Neininger, B. 105
Nickus, U. 235
Nicolini, P. 277
Nodop, K. 178

Pairin, J. M. –
Palau, C. 277
Pasquale, V. 192
Pellet, F. 235
Petkovšek, Z. 108
Pfister, Ch. –
Phillips, P. D. 111
Pichler, H. 85
Prager, T. 68
Primault, B. 221

Queck, H. 45
Quenzel, H. 178

Rakovec, J. 31
Reichel, E. 280
Reimer, E. 28
Reinhardt, M. E. 183
Reinwarth, O. 259
Reiter, R. 186
Renger, W. 207
Richner, H. 136
Riedl, J. 102
Risser, V. 273
Rudel, E. 251
Rüster, R. 99, 124

Sahsamanoglou, H. S. –
Schaller, E. 28
Schellhase, R. 207
Schmeiss, L. R. –
Schmidt, G. 124
Schneiter, D. –
Schulze-Neuhoff, H. 201
Schwirner, J.-U. 23
Sciarrone, V. 192
Seco, J. 238
Semmler, H. 92
Sladkovic, R. 186
Sneyers, R. 240
Speth, P. 28, 69
Stein, D. 198
Steinacker, R. 34
Stilke, G. 159
Stockinger, F. 282

Thorson, P. A. 140
Tibaldi, S. 13

Ulrich, W. 153
Urbančič, J. 119

Vergeiner, I. 143, 189
Vivian, H. –
Volkert, H. 249

Wacker, U. 289
Walk, O. 113
Walker, A. –
Wanner, H. 218
Weber, G. 99, 280
Wendling, P. 27
Willeke, H. 183
Witte, N. 163
Wooldridge, E. 140

Zanella, G. 229
Zimmermann, K. 84

Verzeichnis der Internationalen Tagungen für Alpine Meteorologie (Tagungsberichte)

Die Internationalen Tagungen für Alpine Meteorologie gehen auf die Initiative von Prof. Dr. Bossolasco, Turin, zurück. Sie finden seit 1950 in einem zweijährlichen Turnus statt und werden abwechselnd von den Alpenanliegerstaaten Italien, Österreich, Schweiz, Frankreich, Bundesrepublik Deutschland und Jugoslawien durchgeführt.

1. 1950: Milano-Torino, 20.–23. September.
   Atti del Primo Convegno Internazionale di Meteorologia Alpina. Geofisica pura e applicata 17 (1950) Nr. 3–4, S. 81-245.
2. 1952: Obergurgl, 20.–21. September.
   Bericht über die zweite internationale Tagung für alpine Meteorologie in Obergurgl, Österreich. Wetter und Leben 5 (1953) S. 1–54.
3. 1954: Davos-Platz, 12.–14. April.
   Lauscher, F.: Wissenschaftlicher Bericht über die dritte Internationale Tagung für alpine Meteorologie in Davos-Platz, Schweiz. Wetter und Leben 6 (1954) S. 187–211.
4. 1956: Chamonix, 17.–19. September.
   Communications présentées au IV^{e}Congrès International de Météorologie Alpine. La Météorologie IV, Nr. 45/46 (1957) S. 111–377.
5. 1958: Garmisch-Partenkirchen, 14.–16. September.
   5. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Garmisch-Partenkirchen. Ber. d. Deutschen Wetterdienstes Nr. 54 (1959). 302 S.
6. 1960: Bled, 14.–16. September.
   VI. Internationale Tagung für alpine Meteorologie, Bled, Jugoslawien. Institut Hydro-Météorologique Fédéral de la Rep. Pop. Féd. de Yougoslavie, Beograd 1962. 514 S.
7. 1962: Sauze D'Ouix-Sestrière, 3.–6. September,
   Atti del Settimo Congresso Internazionale di Meteorologia Alpina. Geofisica e Meteorologia 11 (1963). 303 S.
8. 1964: Villach, 9.–12. September.
   Bericht über die 8. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Villach, 9.–12. September 1964. Carinthia II, 24. Sonderheft. Wien 1965, 314 S.
9. 1966: Brig und Zermatt, 14.–17. September.
   9. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie. Veröff. d. Schweizer. Meteorol. Zentralanstalt Nr. 4 (1967). 366 S.
10. 1968: Grenoble – St. Martin d'Hères, 2.–6. September.
    X^{ème} Congrès International de Météorologie Alpine, Numéro spéc. de La Météorologie 1969 (Avril–Sept.). 464 S.
11. 1970: Oberstdorf, 22.–26. September.
    XI. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Oberstdorf, 22.–26. September 1970. Ann. d. Meteorol. (Neue Folge) Nr. 5 (1971). 300 S.
12. 1972: Sarajevo, 11.–16. September.
    XII. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, Sarajevo, 11.–16. IX. 1972. Zbornik meteoroloskih i hidroloskih radova 5 (1974). 375 S.
13. 1974: Saint Vincent (Valle d'Aosta), 17.–19. September.
    Atti del Tredicesimo Congresso Internazionale di Meteorologia Alpina. Riv. di Geofis. e Sci. Affini I (Speziale) (1975). 201 S.
14. 1976: Rauris, Salzburg, 15.–17. September 1976.
    Bericht über die 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 15.–17. September 1976 in Rauris, Salzburg. 1. u. 2. Teil. Arb. aus d. Zent.-Anst. Meteorol. Geodyn. Wien Nr. 32 u. 33 (1978). Getr. Pag. (= Publ. Nr. 227 u. 228).
15. 1978: Grindelwald, 19.–23. September 1978.
    Verhandlungen der 15. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie, Grindelwald, Schweiz, 19.–23. Sept. 1978. Veröff. d. Schweiz. Meteorol. Zentralanst. Nr. 40 (1978) u. Nr. 41 (1979). 332 S.; 63 S.
16. 1980: Aix-les-Bains, France, 22.–27. September.
    XVI. Congrès International de Météorologie Alpine du 22 au 27 Septembre 1980, Aix-les-Bains, France. Boulogne Billancourt Cedex: Société Météorologique de France 1980. 462 S.