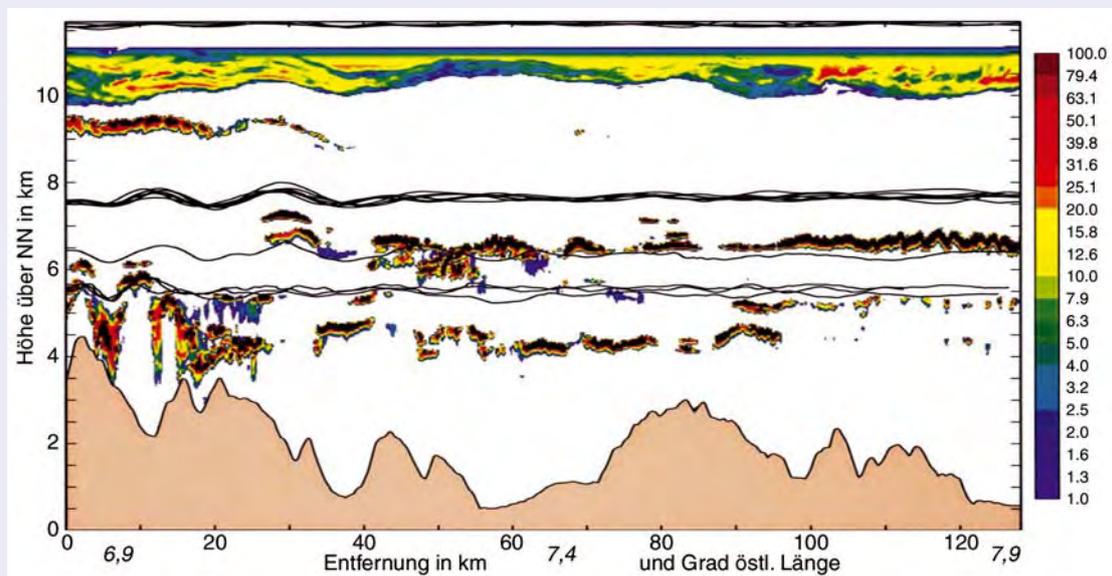


Atmosphäre und Gebirge – Anregung von ausgeprägten Empfindlichkeiten



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dr. H. D. Behr (Hamburg)

Redaktionsausschuss

Dipl.-Met. W. Kusch (Offenbach a. M.)

Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach a. M.)

Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. G. Groß (Hannover)

Dr. J. Neisser (Lindenberg)

Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)

Prof. Dr. P. Speth (Köln)

Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Zum Titelbild:

Wolken modifiziert durch Alpenüberströmung

Oben: Blick aus dem Flugzeug: Cirrus-schicht über Altocumulus lenticularis und stratiformer Bewölkung unterhalb der Kammhöhe.

Foto: Samantha Smith, UK Met. Office, © British Crown Copyright 2002

Unten: Die gleiche Situation als Querschnitt: Rückstreukoeffizient von Laserlicht (farbig) und durch Gebirgswellen modifizierte Flughöhen dreier Flugzeuge (schwarze Linien).

Aus: Smith et al.,

J. Atmos. Sci. 59, 2073-2092

© American Meteorological Society 2002

Ausführlichere Erläuterung auf Seite 2 unten

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Kaiserlei-straße 29/35, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,- €, Dreifachheft 19,50 € zuzüglich MwSt. und Versandkosten. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Technische Herausgabe:

Elke Roßkamp

Deutscher Wetterdienst, Hamburg

Druck:

Weppert Print & Media GmbH

97424 Schweinfurt

Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

32. Jahrgang, Heft 1/2, 2006

Thema des Heftes:

Atmosphäre und Gebirge –

Anregung von ausgeprägten Empfindlichkeiten

Fachliche Redaktion: Hans Volkert, Oberpfaffenhofen

Fachliche Durchsicht: Joseph Egger, München

Kapitel	Seite
Zu diesem Heft	1-2
(a) <i>Hauptsächlich Beobachtungen (hin zu kleineren Skalen)</i>	
R. STEINACKER	
1 Alpiner Föhn – eine neue Strophe zu einem alten Lied	3-10
G. J. MAYR, A. GOHM	
2 Schnelle Strömungen durch Gebirgseinschnitte	11-17
A. DÖRNBRACK, R. HEISE, J. P. KUETTNER	
3 Wellen und Rotoren	18-24
(b) <i>Wirkung von Gebirgsketten (hin zu größeren Skalen)</i>	
C. KOTTMEIER, F. FIEDLER	
4 Vertikaler Austausch über Mittelgebirgen	25-33
P. WINKLER, M. LUGAUER, O. REITEBUCH	
5 Alpines Pumpen	34-42
J. EGGER	
6 Thermische Zirkulation von Hochplateaus: Messung und Modellierung	43-47
J. EGGER, K.-P. HOINKA	
7 Austausch von atmosphärischem Drehimpuls an Gebirgen	48-53
(c) <i>Experimente im atmosphärischen Labor</i>	
H. VOLKERT	
8 Fortschritt durch Feldkampagnen – von ALPEX über PYREX zu MAP	54-60
(d) <i>Von der Dynamik zu physikalischen Prozessen – wo der Regen fällt</i>	
C. FREI, J. SCHMIDLI	
9 Das Niederschlagsklima der Alpen: Wo sich Extreme nahekommen	61-67
(e) <i>Gebirge in Vorhersagemodellen</i>	
D. MAJEWSKI, B. RITTER	
10 Gebirgseinflüsse in operationellen numerischen Wettervorhersagemodellen	68-74
Blick nach draußen	
MeteoSchweiz	75-78
Institute stellen sich vor	
Die Forschungseinheit Maritime Meteorologie des IFM-GEOMAR an der Universität Kiel	79-82
L. BRIESE	
EUMETSAT: Erdbeobachtungen für Wetter, Klima und Umweltschutz	83-86
J. RAPP	
Auslösung von Starkschneefällen in Frankfurt/Main als mögliche Folge des Stadteffektes	87-90
A. HENSE, H. BAUER	
Zur Entwicklung und zum Stand der gestuften Studiengänge Bachelor und Master	91-94
Buchbesprechungen	94-95
Nachruf auf Friedrich Wippermann	96
Anschriften der Autoren dieses Heftes	97

Thema des Heftes: Atmosphäre und Gebirge – Anregung von ausgeprägten Empfindlichkeiten

Zu diesem Heft

„Our atmosphere is exceedingly sensitive to vertical motion“
Ronald B. Smith, 1979

Schon Felix Exner (1925) weist zu Beginn seines Lehrbuchs „Dynamische Meteorologie“ darauf hin, dass die Erde in guter Näherung eine Kugel von 6370 km Radius ist, wohingegen neun Zehntel der Atmosphärenmasse in einer Kugelschale von nur 20 km Dicke darum herum enthalten sind. Daher „überzieht die Atmosphäre den Erdball wie eine ganz dünne Hülle, eine Vorstellung, die der naiven Anschauung zuwiderläuft.“ An ihr sei besonders festzuhalten, wenn man Luftströmungen über großen Gebirgen der Erde untersucht.

Gut fünfzig Jahre später nimmt Ronald Smith (1979) dieses Thema in der Einführung seiner Monographie „The influence of mountains on the atmosphere“ wieder auf. Zuerst weist er darauf hin, dass der Globus trotz ausgeprägter Hochgebirge in Relation zu einer Billardkugel deutlich glatter ist. Auch wenn die großen Gebirge von unten weit in den wetterwirksamen Teil des ‚Luftmeers‘ hineinragen, wird durch derlei rein geometrische Betrachtung der Gebirgs-einfluss auf die Atmosphäre unterschätzt. Die wesentliche physikalische Begründung für eine realistische Einschätzung liegt in der Erkenntnis, dass die Atmosphäre auf von Gebirgen erzwungene Vertikalbewegungen äußerst empfindlich reagiert – und dies aus zwei Gründen. Einmal widersetzt sich eine meist stabil geschichtete Atmosphäre geringeren erzwungenen Vertikalbewegungen durch weit ausgreifende horizontale Umströmungen, wohingegen stärkere Auslenkungen zur Überströmung und starken Fallwinden im Lee führen können. Zum anderen sorgt der oft hohe Feuchtigkeitsgehalt in bodennahen Schichten selbst bei geringer Anhebung zu Wolkenbildung oder gar orographischem Niederschlag.

Seit Mitte der 1990er Jahre stand die systematische Untersuchung der orographisch verursachten oder deutlich modifizierten Strömungsformen und Wetterereignisse im Zentrum der Forschungsarbeiten zahlreicher Arbeitsgruppen im deutschen Sprachraum. Dieses Heft hat zum Ziel, die Bandbreite über verschiedene Skalenbereiche, die wachsende Verbindung zwischen Messung und Simulation sowie die zunehmende Anwendungsorientierung dieser Arbeiten exemplarisch darzustellen. Das wichtigste Untersuchungsgebiet sind die Alpen; dazu kommen auch Mittelgebirge wie der Schwarzwald oder außereuropäische Hochgebirge wie die Anden. Die Beiträge gruppieren sich zwanglos in die Abfolge:

a) Beobachtungen von atmosphärischen Phänomen an Gebirgen (hin zu kleineren Skalen)

Reinhold Steinacker ergänzt traditionelle Befunde zum alpinen Föhn mit Forschungsergebnissen aus dem letzten Jahrzehnt; Georg Mayr und Alexander Gohm konzentrieren sich auf den Spezialfall, wenn eine Föhnströmung einen Einschnitt passiert, wie etwa am Brennerpass; Andreas Dörnbrack, René Heise und Joachim Kuettner beleuchten die gerade für die Fliegerei wichtigen Gebirgseffekte von Gebirgswellen und Rotoren, indem sie Beobachtungen aus 70 Jahren mit maßgeschneiderten Simulationen kombinieren;

b) Wirkung von Gebirgsketten insgesamt (hin zu größeren Skalen)

Christoph Kottmeier und Franz Fiedler betrachten Vertikalzirkulationen über dem Schwarzwald, die in sommerlichen Gewittern besonders stark ausgeprägt sind, und den dadurch bewirkten vertikalen Austausch; Peter Winkler, Matthias Lugauer und Oliver Reitebuch berichten über analoge Untersuchungen, die im alpinen Anteil der Messkampagne VERTIKATOR 2002 durchgeführt wurden und weisen auf die wichtige Rolle von Fernerkundungsmethoden mit Lidargeräten hin; Joseph Egger schildert die Eigenheiten der Strömungsformen an ausgedehnten Hochplateaus in Tibet und Bolivien, wie sie kürzlich vermessen und anschließend modelliert wurden; Joseph Egger und Klaus-Peter Hoinka schließlich nehmen mit theoretischen Überlegungen und Analysen von Reanalysedaten den Gesamteffekt unter die Lupe, den irdischen Gebirge auf die Bilanz des atmosphärischen Drehimpulses ausüben;

c) ‚Experimente‘ im atmosphärischen Labor

Hans Volkert stellt heraus, welche Rolle international koordinierte Feldexperimente in der Umgebung von Gebirgen wie den Alpen und den Pyrenäen für den Fortschritt in der Atmosphärenphysik seit 1980 spielten;

d) Von der Dynamik zu physikalischen Prozessen – wo der Regen fällt

Christoph Frei und Jürg Schmidli konzentrieren sich auf länderübergreifend homogenisierte Niederschlagsdaten und arbeiten die räumliche Nähe von Extremen der Niederschlagverteilung im Alpenraum heraus;

e) Gebirgeinflüsse in operationellen Modellen für die Wettervorhersage

Detlev Majewski und Bodo Ritter erläutern, auf welche Weise Gebirge in den aktuellen Vorhersagemodellen des Deutschen Wetterdiensts berücksichtigt sind, und demonstrieren dabei die gewaltigen Skalenunterschiede zwischen dem Global-Modell und dem Lokal-Modell.

Naturgemäß können die zehn Artikel dieses Heftes nur Schlaglichter werfen auf einige Fragestellungen, die innerhalb der ‚Gebirgsmeteorologie‘ während der letzten Jahre von Belang waren. Ein synoptischer Blick auf ihre Gesamtheit unterstreicht jedoch überzeugend, dass sich im deutschen Sprachraum (und darüber hinaus) eine effektive Zusammenarbeit zwischen Universitätsinstituten, Forschungslabors der Helmholtzgemeinschaft und Wetterdiensten herausgebildet hat, die den großen Bogen spannt von grundlegender Forschung in der Strömungsdynamik über den Einsatz neuartiger Messgeräte bis zur Weiterentwicklung von Vorhersageverfahren für die tägliche Anwendung. Die für Sommer 2007 geplante und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderte Messkampagne COPS (Convection and Orographically-induced Precipitation Study) zwischen Vogesen, Schwarzwald und Schwäbischer Alb wird davon von neuem profitieren können.

Die Wirkung von atmosphärischen Anregungen zeigt dieses Heft auch im übertragenen Sinn: alle Autoren kamen der Bitte um Mitwirkung bereitwillig und zügig nach. Dadurch manifestiert sich das Ansehen, das sich die Zeitschrift promet für die meteorologische Fortbildung über die Jahre erworben hat, nicht zuletzt durch die professionelle Betreuung durch Hein Dieter Behr und Elke Roßkamp. Für die gute Zusammenarbeit bedanken sich

Hans Volkert und Joseph Egger

Erläuterung zum Titelblatt:

Bild oben:

Menschliche Perspektive mit Blickrichtung Nordost im Lee des Mont Blanc während MAP-SOP am 2. November 1999 aus dem Cockpit des Forschungsflugzeugs C-130 in 7,5 km Höhe: Cirrusschicht über Altocumulus lenticularis und stratiformer Bewölkung unterhalb der Kammhöhe der Westalpen.

Foto: Samantha Smith, © British Crown Copyright 2002

Bild unten:

Die gleiche Situation als abstrakter Querschnitt durch die Alpen von Südwest (Mont Blanc Massiv; links) nach Nordost (rechts) in etwa 6-facher Überhöhung: dimensionsloser Rückstreuoeffizient von Laserlicht, das an Wolkenschichten zurückgestreut wird (farbig), und durch Gebirgswellen modifizierte Flughöhen dreier Forschungsflugzeuge vor, während und nach dem Zeitpunkt des Fotos (schwarze Linien). Bei 11,5 km flog die DLR-Falcon mit dem abwärts blickenden Lasersystem, bei 7,5 km die C-130 des UK Met.Office und zwischen 5,5 und 6,5 km die NCAR-Electra. Im Lee des Mont Blanc wurden stationäre Wellen unterschiedlicher Amplitude in allen drei Niveaus gefunden, die durch zweidimensionale Laserschnitte und Modellrechnungen eindrucksvoll bestätigt wurden.

Aus: Smith et al., J. Atmos. Sci. 59, 2073-2092, © American Meteorological Society 2002

Siehe auch Artikel 8, Abschnitt 3.5 auf Seite 58.

R. STEINACKER

1 Alpiner Föhn – eine neue Strophe zu einem alten Lied

Alpine foehn – a new verse to an old song

Zusammenfassung

Nach einer kurzen historischen Darstellung der Föhnforschung werden aktuelle Ergebnisse der Untersuchung dieses Phänomens, die im Zuge der Arbeiten von FORM (FOehn study in the Rhine valley during MAP) entstanden, diskutiert. Zum Abschluss werden der heutige Kenntnisstand zusammengefasst und noch offene Probleme erläutert.

Abstract

A brief historical resume on foehn related research is followed by a presentation of recent findings concerning this phenomenon, which resulted from studies within project FORM (FOehn study in the Rhine valley during MAP). Finally the current state of our knowledge is summarised and still open problem are discussed.

1 Einleitung

Die Föhnforschung gehört zu den traditionsreichsten Themen der alpinen Meteorologie. Dieses Phänomen bewirkt in manchen Gebieten der Alpen erhebliche Auswirkungen auf das Leben der Bevölkerung: Neben positiven Auswirkungen wie der Ermöglichung des Anbaus von wärmeliebenden Pflanzen bis in höhere Tallagen der Nordalpen in Folge der Erhöhung der Mitteltemperatur durch den Föhn („Türkenröster“ = Maisröster, s. FLIRI 1975) gibt es auch negative Auswirkungen: Durch die hohen Windgeschwindigkeiten und die Trockenheit der Luft steigt bei Föhn die Gefahr von Bränden stark an, was in der Vergangenheit wiederholt zu Brandkatastrophen geführt hat, indem ganze Dörfer und große Waldflächen ein Raub der Flammen wurden (STIEGER und ZIMMERMANN 1983). Auch die direkten Windeinwirkungen können gelegentlich zu großen Waldschäden führen, was besonders im Zusammenhang mit Schutzwäldern eine Bedrohung für den alpinen Lebensraum darstellt. Die physiologischen und psychologischen Auswirkungen des Föhns sind ein weiteres Kapitel, das breites Interesse und die sprichwörtlichen Reaktionen in der von Föhn beeinflussten Bevölkerung hervorruft (RICHTNER 1983, LECHNER et al. 1981). In jüngerer Zeit hat der Föhn auch in anderen Wirtschaftszweigen eine gewisse Bedeutung erlangt, wie z. B. in der Luftfahrt, wo die Turbulenz der Föhnströmung und das Auftreten von extremen Windscherungen immer wieder kritische Situationen hervorruft.

Durch die grundlegenden frühen Erkenntnisse der Föhnforschung war dieses meteorologische Phänomen in weiten Zügen schon vor Jahrzehnten physikalisch erklärt. In kaum einem meteorologischen Lehrbuch fehlt eine Darstellung des Föhns als klassisches Beispiel für einen thermodynamischen Prozess in der At-

mosphäre. Dadurch bedingt gilt die Föhnforschung heute als nicht mehr prioritär. Um die noch offenen Aspekte dieses Phänomens – z. B. das kleinräumige Strömungsverhalten, dessen Verständnis essentiell für die lokale Föhnvorhersage ist, die Skaleninteraktion, die ausgeprägten Wellenregimes einschließlich Wellenbrechen bei Föhn, u. a. m. – weiter mit materieller Unterstützung wissenschaftlich bearbeiten zu können, wird heute vielfach auf moderne neudeutsche Termini wie „gap-flow“, „trans-Alpine flow“, „downslope windstorms“ usw. ausgewichen.

Im folgenden Abschnitt wird ein Überblick über die historischen Ergebnisse der Föhnforschung („das alte Lied“) gegeben, in Abschnitt 3 werden ausgewählte Ergebnisse aus der Föhnforschung im Rahmen von MAP diskutiert und im abschließenden Abschnitt wird eine Synthese („neue Strophe“) versucht und in einem Ausblick wird auf die in Zukunft noch zu klärenden Fragen eingegangen.

2 Überblick über historische Ergebnisse der Föhnforschung

Von Anbeginn der wissenschaftlichen Föhnforschung stand die Frage nach dem Ursprung der „Wärme“ bei Föhn im Vordergrund (eine ausführliche Diskussion darüber findet sich bei KUTZBACH 1979), weil beim Föhn nördlich der Alpen (Südföhn) besonders im Winterhalbjahr oft ungewöhnlich hohe Temperaturen auftreten. Zuerst waren advektive Prozesse als Ursache angenommen worden – Wild, der führende Schweizer Meteorologe dieser Zeit, vermutete den Ursprung der Föhnluft in der Sahara, gestützt durch den Geologen Escher von der Linth. Letzterer stellte in seiner Eiszeittheorie die Advektion von Saharaluft ins Zentrum, die zu Beginn und während der Eiszeit durch die hö-

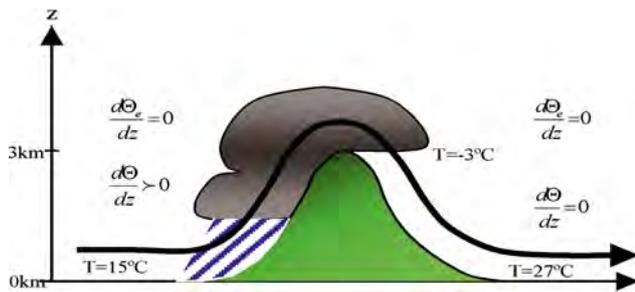


Abb. 1-1: Klassisches Bild der thermodynamischen Föhntheorie nach HANN, mit beispielhaften Temperaturwerten unter Annahme von feucht- und trocken-isentroper Bewegung (HANN I, „Schweizer Föhnstypus“).

here Feuchte wesentlich mehr Niederschläge zu den Alpen bringen sollte und damit ein Anwachsen der Gletscher erklären konnte. Dove, der damalige führende deutsche Meteorologe, vermutete den Ursprung der Föhnluft hingegen in Westindien (Karibik), weil dies in sein Konzept der Zwei-Strömungstheorie der Zyklo- nen passte. Kurz darauf publizierte HANN (1866) seine „thermodynamische Theorie“ des Föhns. Interessanterweise gelang ihm die endgültige Überzeugung seiner wissenschaftlichen Kontrahenten erst durch den Nachweis von Föhn in Grönland, wo eine Advektion von subtropischer Warmluft als Erklärung ausgeschlossen werden konnte. Das klassische Bild (Föhnstypus I oder Schweizer Föhnstypus) eines Berges mit luvseitigem Aufsteigen, Kondensation und Ausregnen und leeseitigem trockenem Absteigen findet sich seither in den meisten meteorologischen Lehrbüchern (Abb. 1-1). In diesen und den folgenden Abbildungen bedeuten Θ : potentielle Temperatur, Θ_e : äquivalentpotentielle Temperatur.

HANN, der die Beobachtungsdaten bei Föhn sehr sorgfältig auf beiden Seiten der Alpen betrachtete, entdeckte natürlich sehr bald, dass Südföhn auch ohne gleichzeitigen Niederschlag im Luv auftreten kann. Während bei Föhn in den Schweizer Alpen Niederschlag im Luv typisch ist, fällt bei Südföhn über den österreichischen Ostalpen zu weniger als 50 % der Fälle Niederschlag (SEIBERT 1990). Diesen zweiten Typus Föhn (Österreichischer Föhnstypus, s. Abb. 1-2), der vor allem in jüngeren Lehrbüchern nur selten aufscheint, obwohl das

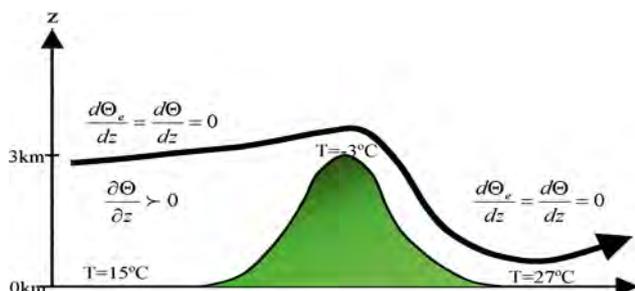


Abb. 1-2: Alternatives Bild der thermodynamischen Föhntheorie nach HANN mit beispielhaften Temperaturwerten unter Annahme von trocken-isentroper Bewegung (HANN II, „Österreichischer Föhnstypus“).

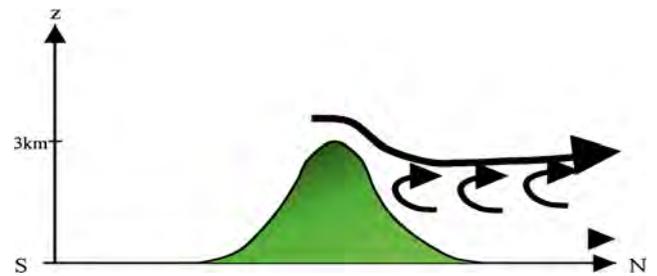


Abb. 1-3: Schematische Darstellung der turbulenten Erosion im Lee eines Gebirges (Aspirationstheorie nach STREIFF-BECKER (1931)).

Wissen darüber seit weit über hundert Jahren vorliegt, kann man durch quantitative Auswertung von langzeitigen Datenreihen als verantwortlich für den wesentlichen Anteil der Föhnerwärmung ansehen. Tatsächlich ist in vielen Fällen eine Mischung beider Typen vorhanden, die Haupterwärmung ist dem Mechanismus II zuzuschreiben, bei vorhandenem Niederschlag liefert Mechanismus I einen kleinen zusätzlichen Beitrag.

Gehörte um 1900 die Kenntnis von der thermodynamischen Natur des Föhnprozesses zum meteorologischen Allgemeinwissen, so stellte sich nunmehr die Frage, warum die warme Luft denn überhaupt die leeseitigen Hänge bis in die Täler absteigt, obwohl sich doch stabil geschichtete Luft einem vertikalen Austausch widersetzt. Die meisten Arbeiten zu dieser Fragestellung stammen aus der ersten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts:

- Vertikale Aspirationstheorie nach STREIFF-BECKER (1931). Hierbei wird angenommen, dass eine Höhenströmung, die über eine potentiell kältere Luft streicht, diese allmählich durch turbulente Erosion entfernt, wodurch die wärmere Höhenluft sukzessive nach unten vordringt (Abb. 1-3). Die grundsätzliche Idee dazu findet sich bereits um 1870 bei WILD.
- Horizontale Aspirationstheorie („passive Ersatzströmung“) nach von FICKER (1931). Hier wird ein Absaugen der bodennahen Luft durch die Annäherung eines Tiefs angenommen, wodurch sich sukzessive

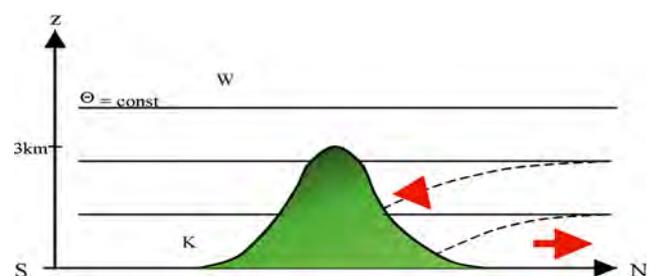


Abb. 1-4: Schematische Darstellung des Absaugens von bodennaher Luft durch die Annäherung eines Tiefs (Aspirationstheorie nach v. Ficker). Die durchgezogenen Linien repräsentieren Isentropen vor, die strichlierten nach der Wirkung der Aspiration (Pfeile). W: Warmluft, K: Kaltluft.

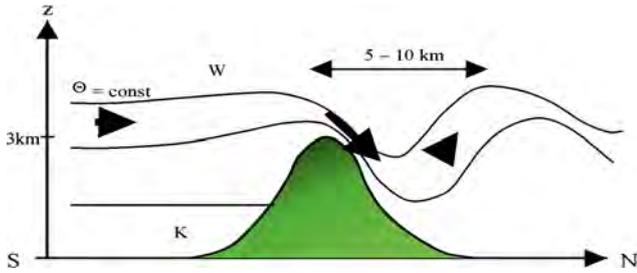


Abb. 1-5: Schematische Darstellung von Leewellen beim Überströmen eines Gebirges. Die durchgezogenen Linien repräsentieren Isentropen.

sive die potentiell warme Höhenluft bis zum Boden durchsetzt (Abb. 1-4). Durch ein nach Norden weisendes Druckgefälle kommt bodennah eine von den Alpen weg gerichtete ageostrophische Strömung auf. Eine diesbezügliche Idee geht schon auf BILLWILLER um 1900 zurück.

- Leewellentheorie: Erstmals wurde ein Wellenansatz von LYRA 1940 und QUENEY 1948 angewandt, um eine Gebirgsüberströmung zu beschreiben. Das leeseitige Absinken kann als Reaktion einer erzwungenen Auslenkung von Luft aus dem Gleichgewichtszustand durch ein Hindernis erklärt werden (Abb.1-5). Somit wird dieser Vorgang auch als erzwungenes leeseitiges Absteigen bezeichnet.
- Wasserfalltheorie nach ROSSMANN 1950. Hier wird angenommen, dass die Luft in der Föhnmauer kälter ist (eine höhere Dichte aufweist) als die weiter leeseitige Luft und somit eine Abwärtsbeschleunigung erklärt (Abb. 1-6).
- Solenoidtheorie nach FREY 1944. Hierbei wird angenommen, dass sich im Gebirgsraum ein isobariotropes Solenoidfeld aufbaut, das nach dem Zirkulationsgesetz eine beschleunigte Strömung in Gang setzt. In der gezeigten Abbildung wäre die Zirkulationsbeschleunigung allerdings genau gegenläufig zur Föhnströmung. FREY zeigt, dass der Temperaturgradient über den Alpen und im unmittelbaren Lee umgekehrt zur Abb. 1-7 auftritt, analog Abb. 1-5, was zum richtigen Vorzeichen der Zirkulationsbeschleunigung führt.

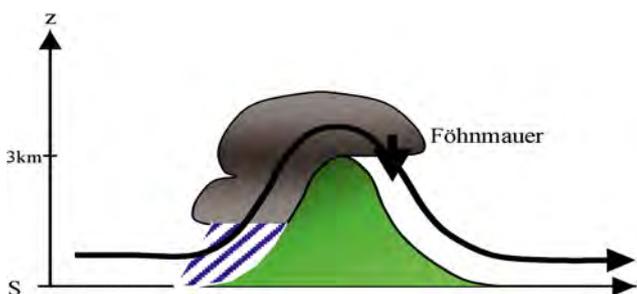


Abb. 1-6: Schematische Abbildung der Wasserfalltheorie nach ROSSMANN (1950).

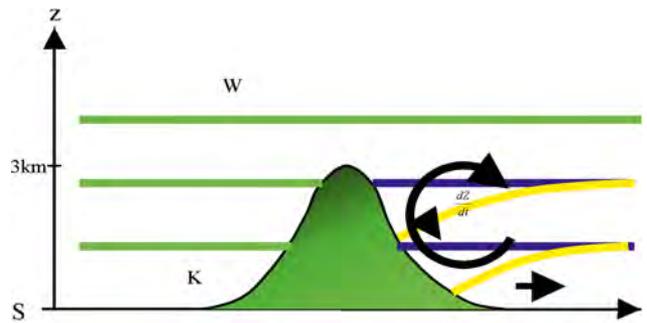


Abb. 1-7: Schematische Abbildung zur Solenoidtheorie.

- Hydraulische Theorie des Föhns nach SCHWEIZER 1953. Analog einer flachen Wasserströmung über ein Wehr hat Schweizer die niedertroposphärische Föhnströmung in ihrem leeseitigen Verhalten als schießende Strömung mit der Möglichkeit eines hydraulischen Sprungs interpretiert (Abb. 1-8).

Die größer werdende Bedeutung der korrekten Repräsentation der Gebirge in numerischen Wetterprognosemodellen brachte es mit sich, dass während des internationalen meteorologischen Alpinen Experiments 1982 (s. promet 3-4/1991 und 1/1992) der alpine Föhn wieder als ein Forschungsschwerpunkt aufgegriffen wurde. Leider trat während der Feldphase von ALPEX kein einziger brauchbarer Föhnfall auf. Allerdings wurden kurz nach Ende der Feldphase mit beachtlichem Erfolg mehrere exemplarische Südföhnfälle mit zusätzlichem Instrumentarium untersucht. Dabei wurde klar, dass die alpine Föhnströmung nicht allein als Überströmung des Massivs sondern auch in Form einer „Durchströmung“ besteht. Zahlreiche Pässe im Alpenmassiv lassen die Höhe des Hauptkamms mit einer beträchtlichen feinskaligen Varianz erscheinen (Abb. 1-9).

Die rasante Entwicklung der numerischen Modellierung der Atmosphäre einerseits und die Verfügbarkeit von neuartigen in situ und Fernerkundungsmethoden zur dreidimensionalen Erfassung des hochaufgelösten Massen- und Windfeldes gaben der Föhnforschung im Rahmen von MAP erneut eine Chance zur Beantwortung einer Reihe noch offener Fragen:

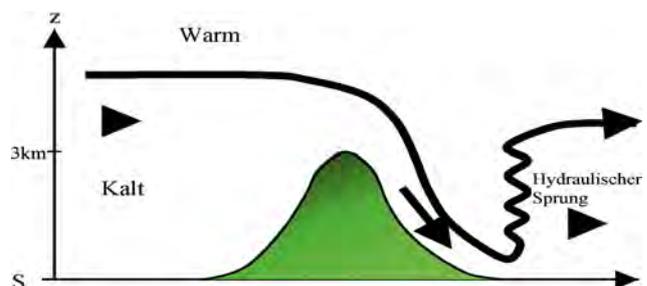


Abb. 1-8: Schematische Darstellung des Föhns als schießende hydraulische Strömung mit hydraulischem Sprung.

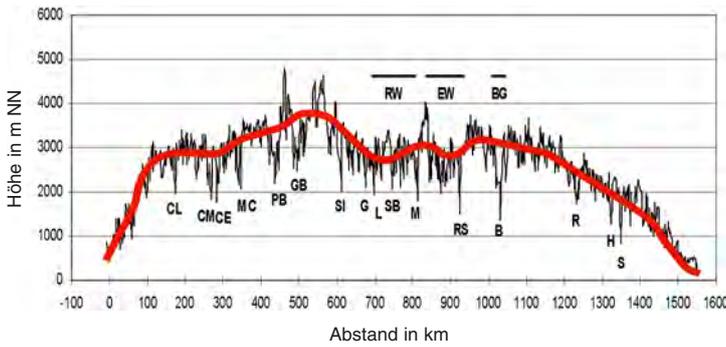


Abb. 1-9: Höhen-Profil längs des Alpenhauptkamms von den Seeralpen (links) bis nach Wien (rechts). Die dicke Linie ist der tiefpassgefilterte Verlauf. Die Abkürzungen geben markante Pässe an: CL: Col de Larche, CM: Col de Montgenevre, CE: Col de l'Echelle, MC: Mont Cenis, PB: Kleiner St. Bernhard, GB: Großer St. Bernhard, SI: Simplon, G: St. Gotthard, L: Lukmanier, SB: San Berardino, M: Maloja, RS: Reschenpass, B: Brennerpass, R: Radstätter Tauern, H: Hoher Tauernpass, S: Schoberpass. Markante Eintiefungen sind das Rheintalfenster (RW), das Engadiner Fenster (EW) und die Brennersenke (BG).

- a) Welche Rolle spielt die turbulente Erosion der bodennahen Kaltluft beim Föhndurchbruch?
- b) Lässt sich die bodennahe Föhnströmung mit der hydraulischen Theorie (Flachwassergleichungen) hinreichend beschreiben?
- c) Was ist die Rolle der Passfurchen („gaps“) quer zum Alpenkamm?
- d) Was ist die Rolle der Strömung in den Seitentälern bei Föhn?
- e) Warum ist die bodennahe Föhnströmung so instationär, warum gibt es Föhnpausen?
- f) Wie organisiert sich die Föhnströmung bei signifikanten Änderungen der Talrichtung oder bei Talverzweigungen („flow splitting“)?
- g) Wie gut sind die heutigen operationellen numerischen Prognosemodelle bzw. experimentelle hoch auflösende Modelle in der Lage, das lokale Föhnverhalten zu prognostizieren?

Anhand von ausgewählten Ergebnissen soll im nächsten Abschnitt auf diese Fragen eingegangen werden.

nicht zuletzt Flugzeugmessungen erlaubten die Gewinnung eines Datensatzes, der sowohl qualitativ als auch quantitativ noch nie auch nur annähernd für die Föhnforschung zur Verfügung stand.

Um die Rolle der turbulenten Erosion (*Frage a*) zu untersuchen, wurden im Bereich des Kaltluftsees im nördlichen breiten Alpenrheintal südlich vom Bodensee neben den Radiosonden und Fesselballonen ein RASS-System betrieben, Flugzeugprofile mit einem Motorsegler durchgeführt sowie numerische Modellrechnungen mit ultra hoher Auflösung erstellt. Abb. 1-10 zeigt einen Vergleich eines Föhndurchbruchs, beobachtet mittels RASS und dem Ergebnis der Simulation mit dem MESO-NH Modell mit 625 m horizontaler Auflösung. Der Vergleich zeigt eine außerordentlich gute Übereinstimmung beim Föhndurchbruch und selbst für die kurze Föhnpause. Allerdings ist dieses Ergebnis nur dadurch so perfekt, weil der Kaltluftsee in der Anfangsbedingung bei der Modellierung realistisch vorhanden ist, was bei Verwen-

3 Ausgewählte Ergebnisse der Föhnstudien im Rheintal während MAP

Die Fragestellungen zum gap-flow wurden hauptsächlich im Bereich Wipptal-Innsbruck durchgeführt, da dort die topographischen Gegebenheiten hinreichend einfach gestaltet sind. Im Rheintal wurden – bedingt durch die komplexe Topographie – zahlreiche zusätzliche Messplattformen installiert. Neben einem Boden-Meso-Netz operierten bis zu 9 zusätzliche Radiosondenstationen mit zum Teil dreistündigen Messintervallen. Mehrere SODAR und Windprofilieranlagen sowie im Bereich des „Flow-splittings“ bei Sargans ein Doppler-LIDAR, Fesselsonden, Szintillometermessungen, ein vertikal gerichtetes Raman LIDAR, mobile Messplattformen und

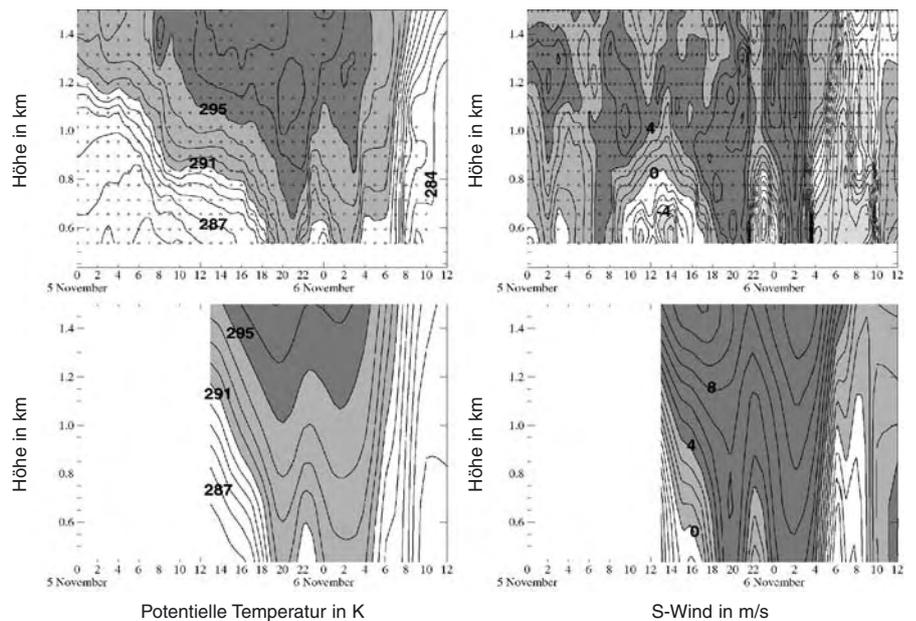


Abb. 1-10: Vergleich von Messungen (oben) mit Ergebnissen des Simulationsmodells MESO-NH (unten) für die potentielle Temperatur (links) und die Südwind-Komponente (rechts) vom 5. November 1999 00 UTC bis 6. November 12 UTC. Dargestellt sind die Bereiche zwischen Boden und 1500 m über Grund (nach VOGT und JAUBERT 2004).

derung allein des konventionellen Beobachtungsnetzes unmöglich gewesen wäre.

Bei diesem und anderen Fällen zeigt sich sehr deutlich, dass zwar die turbulente Erosion effektiv ist, jedoch advektive Prozesse im Kaltluftsee dominieren. Somit ist es äußerst wichtig, die Dynamik der leeseitigen Kaltluftseen mit in die Betrachtung einzubeziehen.

Die Frage b) wurde schwerpunktmäßig im Wipptal untersucht (vgl. MAYR und GOHM; Kapitel 2 in diesem Heft). Auch im Rheintal zeigt sich typischerweise eine signifikante thermische Schichtung, die zwischen der Strömung im Tal und der Strömung in der darüber befindlichen unteren Troposphäre unterscheiden lässt. Der Beginn einer Föhnepisode zeichnet sich durch eine relativ flache im Tal kanalisierte Strömung (seichter Föhn) aus, die erst später in der Höhe eine Korrespondenz findet. Speziell der seichte Föhn lässt sich in den Grundzügen mit der hydraulischen Theorie hinreichend genau beschreiben. Selbst das unterschiedliche Verhalten bezüglich der Massenaufteilung beim „flow-splitting“ scheint durch diesen Ansatz erklärbar. (DROBINSKI et al. 2001).

Passfurchen (Frage c) erlauben der relativ kühlen luvseitigen Luft bei Föhn ein Durchströmen in Richtung Lee. Da das Rheintal zahlreiche Passübergänge aufweist, führt dies durch die beständige bodennahe Kaltluftadvektion zu relativ niedrigen (potentiellen) Temperaturen im oberen Alpenrheintal. Außerdem prägen die einzelnen Passübergänge die sehr spezifische räumliche Verteilung der Föhnstriche.

Neben den Seitentälern vom Alpenhauptkamm in Richtung Haupttal, die als Lieferanten für luvseitige Luft dienen, wurde beim Subprogramm FORM auch ein weit leeseitig gelegenes Seitental näher untersucht (Frage d). Das Brandner Tal in Vorarlberg ist eines der bekanntesten Föhntäler mit der Besonderheit, dass der lang gezogene Hauptort Brand vom Föhn sehr unterschiedlich betroffen ist. Während der Südteil (Innerbrand) bei Südföhn üblicherweise von heftigem Wind betroffen ist, ist im wenige km nördlich gelegenen Ortsteil Ausserbrand davon nichts zu spüren. Die Untersuchung des Verlaufes des horizontalen Druckgradienten längs der Talsohle erbrachte bei Föhn praktisch immer ein ausgeprägtes Minimum bei Innerbrand (Abb. 1-11). Eine vergleichende Modellsimulation mit MESO-NH zeigt genau an dieser Stelle eine ausgeprägte Leewelle, mit der eine entsprechende Störung im Druck- und Windfeld einhergeht. Der Föhnsturm in Innerbrand läuft weiter nördlich gegen das Druckgefälle an, wodurch sich auf kurze Distanz eine drastische Abbremsung der Luft ergibt.

Die starke zeitliche Variabilität der Föhnströmung im Rheintal (Frage e) kann dadurch erklärt werden, dass die Strömung im Tal mit ihrem hydraulischen Charakter sensitiv auf geringfügige Veränderung der Stabi-

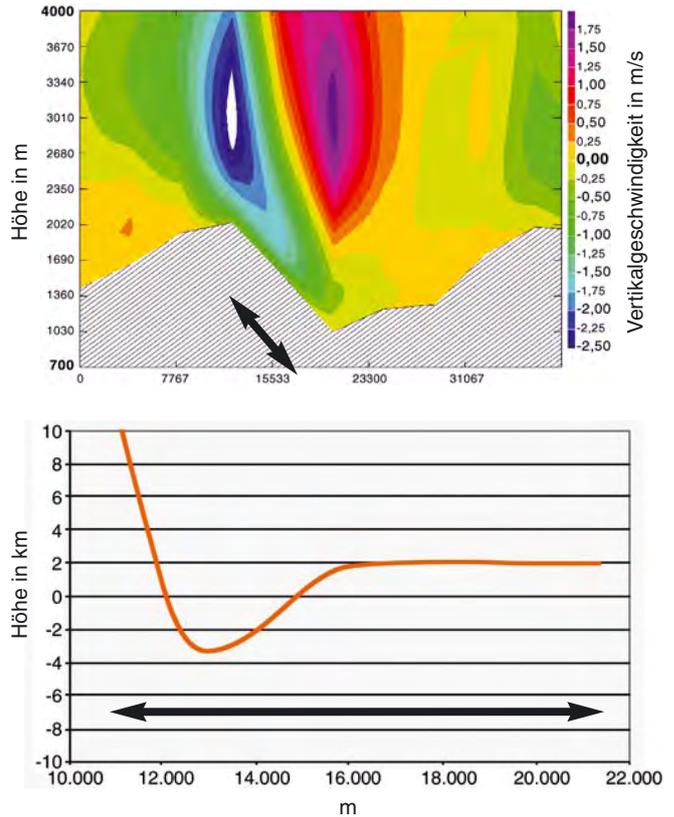


Abb. 1-11: Markante Leewelle im N-S Profil über dem Vorarlberger Brandnertal nach einer Modellsimulation mit dem MESO-NH Modell. Gezeigt ist das Vertikalbewegungsfeld in m/s (oben, rechte Skala). Auf der Abszisse ist die Distanz in m vom südlichsten Punkt des Ausschnitts, auf der Ordinate ist die Höhe in m über dem Meer angegeben. Die rote Kurve (unten) zeigt den horizontalen Druckverlauf längs der von Süden nach Norden abfallenden Talsohle ausgedrückt als relative geopotentielle Höhe einer Druckfläche bezogen auf einen Referenzpunkt. Dieser Druckverlauf wurde durch die stückweise Zusammensetzung von auf die jeweils mittlere Höhe der Talsohle reduzierten Druckdifferenzen zweier Nachbarstationen erzeugt (nach STEINACKER et al. 2003).

lität/Geschwindigkeit mit einer Verschiebung von Wellen/hydraulischen Sprüngen reagiert. Die mehrfachen Richtungsänderungen des Rheintals führen weiter zu raschen Änderungen der Dicke der relativ kühlen (seichten) Föhnluft, die über die Passenken ins Rheintal gelangt ist. Schließlich führt das obere Wellenregime zu einer Modulation des bodennahen Druckfeldes mit entsprechender Auswirkung auf das Windfeld.

Durch das im Rheintal während MAP installierte Mesonetz konnte das komplexe Druckfeld analysiert (Abb. 1-12) und mit Modellsimulationen verglichen werden (Abb. 1-13). Das Druckbild bei Föhn (Abb. 1-12) spiegelt grob die Dickenverteilung der relativ kühlen (seichten) Föhnluft wieder. Dem Vorderreintal folgend nimmt der Druck (die Dicke) bis Chur ab, um vor dem Knick des Tales nach West ein sekundäres Druckpolster (D) aufzuweisen. Dieses Druck-

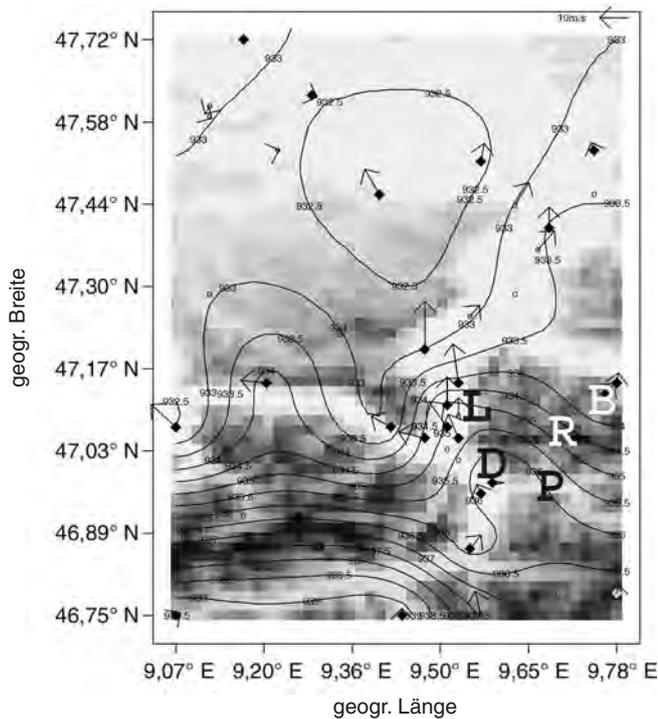


Abb. 1-12: Druckfeld in 550 m NN am 24. 10. 1999, 13 UTC, Isobaren im 0,5 hPa Abstand und Windpfeile. Das Raster der untergelegten Topographie entspricht dem Analyseraster von etwa 2 km. Die Schattierung gibt die mittlere Höhe der Gitterzellen an. Die hellste Graustufe entspricht einer Höhe von unter 600 m, die dunkelste von über 2600 m (nach CHIMANI 2002).

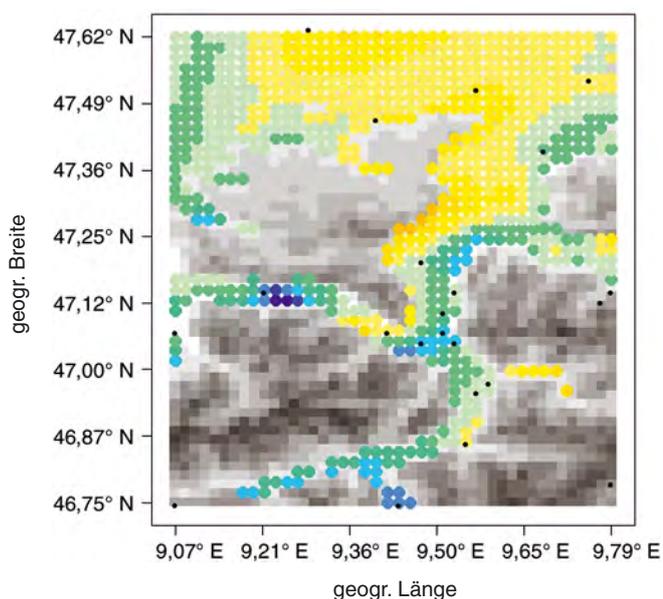


Abb. 1-13: Differenz zwischen analysiertem Druck in 550 m NN und simuliertem Druck mittels MM5-Modell am 24.10.1999 um 13 UTC. Die Farbabstufung wechselt in 0,5 hPa-Stufen (gelb: Modell 1-2 hPa höher als Beobachtung, grün-blau: Modell 1-2 hPa tiefer als Beobachtung; nach ZÄNGL et al. 2004).

polster, das auch vom Innsbrucker Föhn bekannt ist (VERGEINER et al. 1982) ist notwendig, um die Strömung nach Westen umzulenken (*Frage f*). Er ist übrigens auch verantwortlich dafür, dass der Föhn im Prättigau (P) nicht in Erscheinung tritt. Des Weiteren dürfte dieses Druckpolster auch die Überströmung des Rätikons (R) mit der sekundären Föhnwelle im Brandner Tal (B) begünstigen. Der Vergleich mit einer hochauflösenden Simulation mit dem MM5-Modell (ZÄNGL et al. 2004) zeigt, dass das Druckfeld insgesamt recht gut getroffen wird. In Details, wie einem quer zum Tal liegendem Druckgefälle im Rheintal bei Liechtenstein (L), das auch eine erhebliche Querkomponente der Föhnströmung in diesem Gebiet bewirkt (Abb. 1-13), sind jedoch Unterschiede feststellbar.

Bei der Beurteilung der Qualität der heute operationellen mesoskaligen Prognosemodelle (*Frage g*) ist zu berücksichtigen, dass selbst die horizontale Auflösung von knapp 10 km bei weitem nicht ausreicht, alle Details und lokalen Eigenheiten des Föhns zu wiederzuspiegeln. Erst ab einer Maschenweite von rund 1 km ist die Topographie hinreichend aufgelöst, um realistische Details zu zeigen. Die Erhöhung der räumlichen Auflösung ist jedoch nicht das einzige Kriterium, um die lokale Föhnprognose in Zukunft erfolgreich modellbasiert in den Griff zu bekommen. Das Ergebnis ist in hohem Maß abhängig von der Qualität der Anfangsbedingung, vor allem der richtigen Inkorporation der leeseitigen Kaltluftseen. Des Weiteren ist die korrekte Wiedergabe des komplexen instationären dreidimensionalen oberen Wellenregimes mit der Möglichkeit von brechenden Wellen und seine Auswirkung auf die bodennahe Föhnströmung essentiell. In der Skala der Wellenbewegung bei Föhn ist auch die adäquate Auswertung von Daten sehr wichtig. Werden z. B. Radiosondierungen konventionell als Vertikalprofil interpretiert, so kann sich das Bild deutlich von dem unterscheiden, welches sich unter Berücksichtigung der Ballondrift ergibt (Abb.1-14).

4 Synthese und Ausblick

Betrachtet man die vielen frühen Beiträge zur Föhntheorie, die in Abschnitt 2 dargestellt sind, so kann man im Lichte des heutigen Wissens eine Wertung versuchen. Die turbulente Erosion der bodennahen Kaltluft ist ein durchaus relevanter Prozess beim Durchbruch des Föhns, tritt allerdings gegenüber advektiven Prozessen im Kaltluftsee in den Hintergrund. Die horizontale Aspirationstheorie ist in vielen Fällen für den Aufbau eines Temperatur- und damit auch Druckgefälles zwischen beiden Seiten des Gebirges verantwortlich. Allerdings kann auch ein inverser Prozess, nämlich das Aufstauen von luvseitiger Luft für eben denselben Effekt verantwortlich sein. Die Leewellentheorie ist für die bodennahe Föhnströmung nur in Ausnahmefällen als Erklärung zutreffend. Hier muss ein Gebirgszug in passender Ausdehnung vorhanden sein,

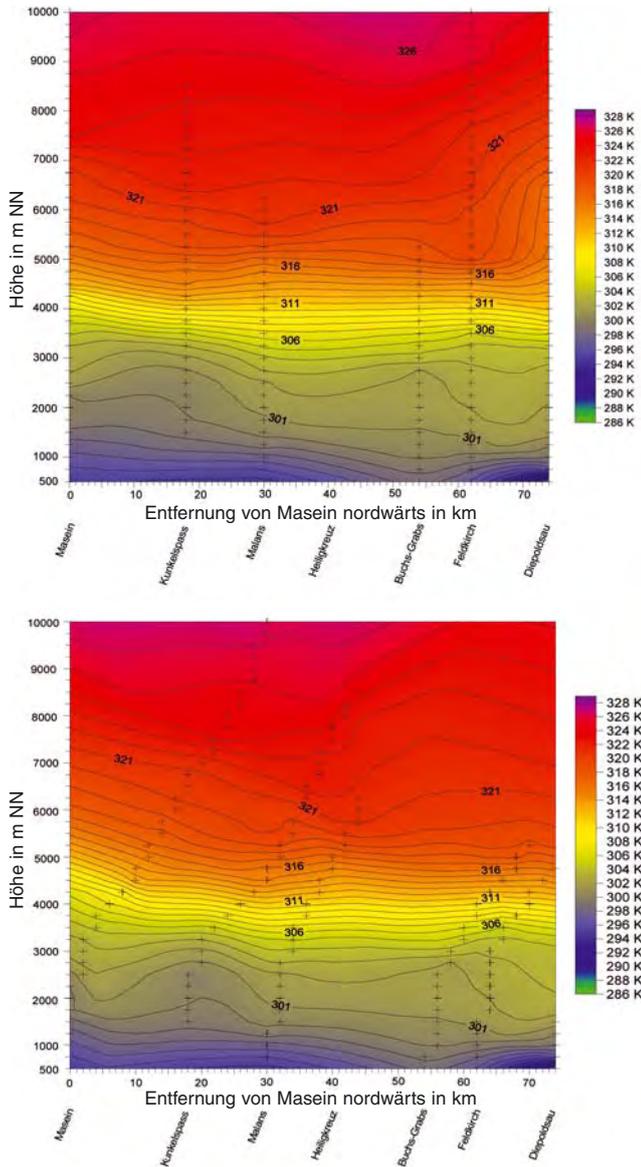


Abb. 1-14: Vergleich einer Querschnittsanalyse der potentiellen Temperatur im Rheintal bei Föhn ohne (oben) und mit (unten) Berücksichtigung der Ballondrift (nach TSCHANNETT 2003).

wie dies z. B. im Brandnertal der Fall ist. Hingegen ist in den alpinen Föhntälern die hydraulische Theorie meist gut in der Lage, die Wesenszüge der Föhnströmung zu beschreiben. Die Wasserfalltheorie mag gelegentlich ganz lokal bei zyklonalem Föhn mit Übergreifen des Niederschlags ins Lee einen Zusatzeffekt ausmachen, als isolierte Föhntheorie ist sie aber sicher nicht zutreffend. Schließlich ist zur Solenoidtheorie zu bemerken, dass dieser Ansatz, der sich bei thermisch direkt getriebenen Zirkulationen wie dem Talwind als Erklärung sehr bewährt, bei dynamischen Windsystemen zu keiner kausalen Erklärung führt. Ist das Solenoidfeld Ursache oder Folge der Föhnströmung?

Abschließend stellt sich die Frage, ob denn überhaupt neue und wesentliche Erkenntnisse durch die Föhnforschung im Rahmen von MAP erzielt wurden. Dies

kann in zweierlei Hinsicht bejaht werden: erstens konnte eindeutig gezeigt werden, dass der Föhn in all seiner räumlich-zeitlichen Komplexität mit hinreichend auflösenden Modellen erfolgreich prognostiziert werden kann, allerdings nur unter Berücksichtigung der im vorigem Abschnitt erläuterten Voraussetzungen. Zweitens konnte durch die dreidimensionale Erfassung des Massen- und Windfeldes sowohl im Wipp- als auch im Rheintal die hydraulische Natur des Föhns in den unteren Schichten (seichter Föhn) klar belegt werden. Hydraulisch kann sich aber nur ein vergleichsweise dichteres Fluid (kältere Luft) verhalten, das leeseitig oder jenseits einer Engstelle der Schwere folgend nach unten strebt. Somit ist die Definition von Föhn als „warmer leeseitiger Wind“ oder gar „warmer Fallwind“ falsch oder zumindest irreführend. Meteorologisch korrekt handelt es sich beim Föhn um nichts anderes als eine Bora, die eine vorher vorhandene, noch kältere Luft (Kaltluftsee) im Tal ersetzt, also streng genommen um eine „maskierte Bora“ (Abb. 1-15). Diese kann natürlich auch wie die klassische Bora, wo die Adria die Bildung eines Kaltluftsees verhindert, vom Wellenregime in den oberen Luftschichten moduliert werden bzw. mit diesem in Wechselwirkung treten. Auch wenn die alpine Bevölkerung wohl kaum – oder lediglich zu Karnevalszeiten – bereit sein dürfte, den Föhn in Hinkunft als „maskierte Bora“ zu benennen, so sollte zumindest in der meteorologischen Fachliteratur eine korrekte Darstellung dieses faszinierenden dynamisch-thermodynamischen Prozesses geboten werden.

Bietet die Föhnforschung auch in Zukunft noch ein wissenschaftliches Betätigungsfeld? Beträchtliche Wissenslücken bestehen einerseits in der Kenntnis der kleinräumigen Föhnverteilung im Alpenraum. Bisher fokussieren die relevanten Arbeiten lediglich auf wenige ausgewählte Föhntäler, eine flächendeckende Kenntnis dieses klimarelevanten Phänomens steht noch aus. Dasselbe gilt für die Erforschung von Föhn/Boraerscheinungen in anderen Gebirgszügen der Welt. Ein weiteres großes Betätigungsfeld gilt den Wellenerscheinungen im Zusammenhang mit Föhn. Die von Segelfliegern geschätzten laminaren Wellen und von der Zivilluftfahrt gefürchteten Rotoren und brechenden Wellen mit schwerer Turbulenz sind bisher

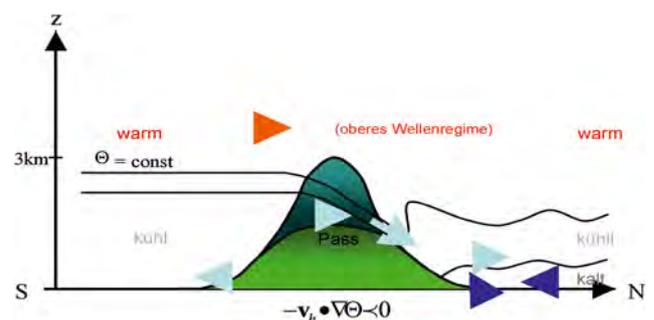


Abb. 1-15: Schematisches Bild einer Föhnströmung in einem von Pässen durchsetzten Gebirge.

weder diagnostisch noch prognostisch hinreichend erfasst. Vielleicht bleibt dies noch längere Zeit eine der Nischen, wo sich die Natur nur schwer in die Karten blicken lässt.

Danksagung

Für die finanzielle Unterstützung von FORM sei an dieser Stelle den nationalen und internationalen Förderinstitutionen gedankt, in Österreich dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen des Projekts P-12488-TEC. Ferner sei allen Mitgliedern der FORM Working Group aus der Schweiz, Frankreich, Deutschland und Österreich für die langjährige fruchtbringende wissenschaftliche Kooperation gedankt.

Literatur

- CHIMANI, B., 2002: Hochaufgelöste Analysen von Druck- und Temperaturfeldern während Föhn im Rheintal. Diplomarbeit, Univ. Wien, http://www.univie.ac.at/IMG-Wien/dipldiss/dipl/DA_Chimani.pdf.
- DROBINSKI, P., A. M. DABAS, C. HAEBERLI, P. H. FLAMMANT, 2001: On the small-scale dynamics of flow splitting in the Rhine valley during a shallow foehn event. *Boundary-Layer Meteorol.* **99**, 277-296.
- FICKER, H. v., 1931: Warum steigt der Föhn in die Täler herab? *Meteorol. Z.* **48**, 227-229.
- FLIRI, F., 1975: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. *Universitätsverlag Wagner*, Innsbruck, 454 S.
- FREY, K., 1944: Zur Entwicklung des Föhns. *Verh. Schweiz. Naturforsch. Ges. Sils*, S 90.
- HANN, J., 1866: Zur Frage über den Ursprung des Föhns. *Zeitschrift der österr. Gesell. für Meteorol.* **1**, 257-263.
- KUTZBACH, G., 1979: The thermal theory of cyclones: A history of meteorological thought in the nineteenth century, *Amer. Meteorol. Soc.*, Boston, 255 S.
- LECHNER, W., R. STEINACKER, R. OBERAIGNER, H. HAUFFE, 1981: Föhn und Geburt, *Gynäkol. Rdsch.* **21**, 177-178.
- LYRA, G., 1940: Über den Einfluß von Bodenerhebungen auf die Strömung einer stabil geschichteten Atmosphäre. *Beitr. Phys. fr. Atmos.* **26**, 197-206.
- QUENEY, P., 1948: The problem of the airflow over mountains: a summary of theoretical studies. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **29**, 16-26.
- RICHNER, H., 1983: Neuere Erkenntnisse über die physikalischen Ursachen der Föhnbeschwerden. Schweiz. Ges. f. Balneologie u. Bioklimatologie, in KUHN, M. (Hrsg.), 1989: Föhnstudien, *Wiss. Buchges. Darmstadt*, 484-496.
- ROSSMANN, F., 1950: Über das Absteigen des Föhns in die Täler. *Berichte des deutschen Wetterdienstes der US-Zone* **12**, S. 94-98.
- SCHWEIZER, H., 1953: Versuch einer Erklärung des Föhns als Luftströmung mit überkritischer Geschwindigkeit. *Arch. Meteorol. Geophys. Biokl.* **A5**, 350-371.
- SEIBERT, P., 1990: South foehn studies since the ALPEx experiment. *Meteorol. Atmos. Phys.* **43**, 91-103.
- STEINACKER, R., M. SPATZIERER, M. DORNINGER, C. HAEBERLI, 2003: Selected results of the FORMAT field experiments. *Österr. Beitr. Meteorol. Geophys.* **29**, 55-70.
- STIEGER, B, P. ZIMMERMANN, 1983: Föhnfieber. *Unionsverlag*, Zürich 156 S.
- STREIFF-BECKER, R., 1931: Zur Dynamik des Föhns. *Meteorol. Z.* **48**, 149-152.
- TSCHANNETT, S., 2003: Objektive hochaufgelöste Querschnittsanalyse. Diplomarbeit, Univ. Wien, http://www.univie.ac.at/IMG-Wien/dipldiss/dipl/DA_Tschannett.pdf.
- VERGEINER, I., R. STEINACKER, E. DREISEITL, 1982: Der Südföhn vom 4/5. Mai 1982: Feinanalysen von Druck und Wind im Inntal und Wipptal. GARP-ALPEx Publ. No. 7, in KUHN, M. (Hrsg.), 1989: Föhnstudien, *Wiss. Buchges. Darmstadt*, 52-74.
- VOGT, S, G. JAUBERT, 2004: Foehn in the Rhine valley as seen by a wind-profiler-RASS system and comparison with the non-hydrostatic model Meso-NH. *Meteorol. Z., N.F.* **13**, 165-174.
- ZÄNGL, G., B. CHIMANI, C. HÄBERLI, 2004: Numerical simulations of the foehn in the Rhine valley on 24 October 1999 (MAP IOP 10). *Mon. Wea. Rev.* **132**, 368-389.

G. J. MAYR, A. GOHM

2 Schnelle Strömungen durch Gebirgseinschnitte

Fast flows through mountain gaps

Zusammenfassung

Gebirgseinschnitte ermöglichen Luft den direkten Weg von einer Seite eines Gebirges auf die andere. Häufig treten dabei hohe Windgeschwindigkeiten im Lee auf. Die Dynamik dieser kleinräumigen Strömungen wird mit einem einfachen Konzeptmodell erklärt und anhand von Messungen entlang der Brennersenke illustriert. Die synoptischen Voraussetzungen für das Auftreten solcher Winde und daraus resultierende Möglichkeiten der subjektiven und objektiven Vorhersage werden beschrieben.

Abstract

Instead of having to go around or over a mountain range, gaps and passes provide the direct route for air to flow from one side to the other. Frequently strong winds are observed downstream of these gaps. A conceptual model explains the dynamics of these small-scale gap flows. Measurements along the Brenner Pass in the central Alps exemplify a gap flow. The necessary larger-scale conditions for such gap winds to occur along with ensuing possibilities for forecasting them both subjectively and objectively are described.

1. Einleitung

Gebirgsketten sind selten glatte Rücken. Einschnitte unterschiedlicher Tiefen durchfurchen sie. Dadurch kann Luft von einer Seite auf die andere strömen, ohne den Umweg über den Gebirgskamm oder um das Gebirge herum nehmen zu müssen. Die Strömung wird dabei stark von den topographischen Details der Gebirgslücken beeinflusst. Es kann zu asymmetrischen Strömungen kommen, mit einer langsam fließenden relativ dickeren Schicht im Luv, die im Lee beschleunigt und dabei dünner wird. Vielerorts weisen diese Strömungen Charakteristika von Föhn auf, wobei wir hier den Föhn entsprechend der WMO-Definition (WMO 1992) als starken böigen Wind bezeichnen, der durch das Herabsteigen im Lee eines Gebirges erwärmt und relativ ausgetrocknet wird. Dadurch ändert sich der Wasserdampfgehalt nicht, aber durch die Temperaturerwärmung sinkt die relative Feuchte.

Als Beispiel für die Durchfurchung der Alpen dient ein Schnitt entlang des Hauptkamms zwischen Nord- und Südtirol (Abb. 2-1). Die Brennersenke besteht aus einem etwa 20 km breiten Einschnitt in etwa 2,1 km Meereshöhe und einem engeren und tieferen (bis 1,4 km Meereshöhe) Einschnitt, durch den nur weniger als 10 % an Masse strömt. Das Wipptal, eine berühmte Föhnregion nördlich des Brenners, macht im unteren Drittel eine Kurve um etwa 20° und endet im querverlaufenden Inntal am etwa 2,2 km hohen Gebirgszug der Nordkette (vgl. Abb. 2-4). Zusätzlich münden mehrere Seitentäler ein.

Auch andere bekannte alpine Föhngebiete wie das Reuss- und Rheintal liegen stromabwärts von Gebirgseinschnitten. Die Schneisen mit starker Bora am Fuß

der Dinarischen Alpen liegen ebenso stromabwärts eines Einschnitts (z. B. der Ort Senj im Lee des Vratnik Passes) wie die Orte mit starken Windstürmen am Ostabhang der Sierra Nevada, die in den 50er Jahren Schauplatz des Sierra Wave Projekts waren und wo jetzt wieder eine Feldmesskampagne durchgeführt wird (vgl. DÖRNBRACK et al.; Kapitel 3 in diesem Heft).

Im Folgenden beschränken wir uns auf die meteorologisch interessanteren asymmetrischen Strömungen mit relativ hohen Windgeschwindigkeiten stromabwärts von Einschnitten. Diese Einschnitte können einen Kanal bilden, der nur seitliche Verengungen hat, dessen

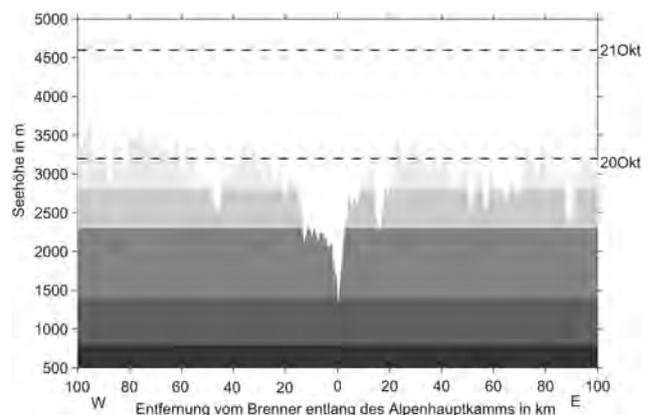


Abb. 2-1: Alpenhauptkamm zwischen Nord- und Südtirol mit den deutlich sichtbaren Einschnitten. Der tiefste ist die als Doppelschnitt ausgeformte Brennersenke. Zwei Beispiele aus der Feldmessphase des Mesoskaligen Alpinen Programms (MAP) zeigen die stromaufwärtige Obergrenze einer reinen Einschnittströmung (20. Oktober 1999) bzw. einen Fall, wo die Strömung durch die Einschnitte und über den Hauptkamm ging (21. Oktober 1999).

Boden also horizontal verläuft, einen gleichmäßig breiten Kanal, der in ein Gebirge eingeschnitten ist und daher von unten her eine vertikale Verengung erfährt, oder (der häufigste Fall) eine Kombination aus seitlicher und vertikaler Verengung mit einem Gebirgspass an der engsten und höchsten Stelle. Im Gegensatz zu den Strömungen über Hindernisse gibt es relativ wenige Untersuchungen zu Strömungen durch Gebirgseinschnitte. PAN und SMITH (1999) geben eine Zusammenfassung der Studien vor dem Mesoscale Alpine Programme (MAP), bei dem ein Schwerpunkt genau solche Strömungen durch Einschnitte waren (MAYR et al. 2004). Eines der beiden Föhngebiete, in dem intensiv gemessen und numerisch simuliert wurde, ist die Brennersenke in den Zentralalpen. Beispiele in diesem Artikel stammen aus diesen MAP-Untersuchungen.

2. Strömungsdetails

Strömt Luft auf ein Gebirge zu, hängt das Verhalten in erster Näherung von einer Kombination aus statischer Stabilität (ausgedrückt über die Brunt-Väisälä Frequenz N), Gebirgshöhe H und Windgeschwindigkeit (quer zum Gebirge) U in der Form einer dimensionslosen Gebirgshöhe HN/U ab (z. B. SCHÄR 2002). Für niedrige Werte, d. h. niedrige Gebirge, geringe Stabilität und/oder hohe Windgeschwindigkeit wird die Luft über das Gebirge strömen, für hohe dimensionslose Gebirgshöhen um das Gebirge herum. Dabei können im Lee, stromabwärts der Gebirgsflanken, Wirbel mit vertikaler Achse entstehen. Ein Einschnitt hat eine niedrigere Höhe als der Gebirgskamm. Es wird also auch bei einer Situation, wo es für das Gebirge als Ganzes gesehen zu einer Umströmung kommt, durchaus möglich sein, dass die Luft über den Einschnitt und damit „durch“ das Gebirge fließt.

2.1 Hydraulisches Konzeptmodell

Konzeptmodelle für Gebirgsströmungen beruhen traditionell auf den linearisierten Strömungsgleichungen. Schwerewellen spielen dabei eine wichtige Rolle. Sie entstehen, wenn das Gebirge die Luft vertikal auslenkt. Ist die Atmosphäre stabil geschichtet, unterscheidet sich die Dichte des ausgelenkten Luftpakets von seiner neuen Umgebung und es wird zurück zur Ausgangshöhe gelenkt. Gleichzeitig mit dieser Vertikaloszillation transportiert der Umgebungswind das Luftpaket auch horizontal weiter.

Wegen der Seichtheit der Einschnittströmung und dem Auftreten von abrupten Übergangszonen („Sprünge“) bietet sich hingegen die Flachwasserapproximation („hydraulische Theorie“) zum konzeptionellen Verständnis an, siehe dazu auch Kapitel 1, Seite 5 sowie Abb. 1-8. An diesen Sprüngen geht die Geschwindigkeit abrupt und turbulent zurück und die Vertikalaus-

dehnung der Einschnittströmung nimmt zu. Voraussetzung für die Anwendbarkeit der hydraulischen Theorie ist, dass die Horizontalausdehnung der Strömung viel größer als deren Vertikalausdehnung ist und dass jede Schicht von der darüber liegenden durch eine Stufe der potentiellen Temperatur (z. B. durch eine Inversion) getrennt ist.

Die hydraulische Theorie ist ein integraler, nichtlinearer Ansatz. Die Atmosphäre wird in der Vertikalen in jeweils homogene inkompressible Schichten (mit konstanter potentieller Temperatur) geteilt, die voneinander durch stabile Grenzflächen (Zunahme der potentiellen Temperatur) getrennt sind. Die Vereinfachung liegt also darin, dass über die Vertikale pro Schicht nur ein integraler Mittelwert genommen wird. Was im Gegensatz zum linearisierten Schwerewellenansatz beibehalten wird, sind die nichtlinearen Terme, die bei den Einschnittströmungen eine zentrale Rolle spielen. Auch die integrale Auswirkung der Turbulenz in den Sprüngen ist enthalten. Entlang der Grenzflächen zwischen den Schichten breiten sich interne Schwerewellen mit einer Phasengeschwindigkeit von

$$c = \sqrt{hg \frac{\Delta\Theta}{\Theta_0}} \quad (1)$$

in alle Richtungen aus. Je größer die Schichtdicke h , desto schneller die Welle; ebenso je stärker der potentielle Temperatursprung $\Delta\theta$ am Oberrand der Schicht (g ist die Schwerebeschleunigung). Diese Schwerewellen werden hauptsächlich durch Unebenheiten im Gelände ausgelöst, die eine Verformung der Schicht bewirken. Ist die Phasengeschwindigkeit größer als die Strömungsgeschwindigkeit der Schicht („unterkritisch“), kann sich die Schwerewelle auch stromaufwärts ausbreiten und die Strömung von der weiter stromabwärts liegenden Störung „informieren“. Ist hingegen die Strömungsgeschwindigkeit größer als die Phasengeschwindigkeit („überkritisch“), kann sich keine Störungsinformation mehr stromaufwärts ausbreiten. Wird eine unterkritische Strömung überkritisch und somit schneller, so muss aus Massenerhaltungsgründen die Schicht dünner werden. Die Stelle, wo die Phasengeschwindigkeit gleich der Strömungsgeschwindigkeit ist, liegt im Gebirge meist an Rücken oder Pässen. Diese Stelle kontrolliert die Strömung, d. h. sie bestimmt die Menge an durchströmender Masse für eine gegebene Schichtdicke am Kontrollpunkt. Weiterhin kann gezeigt werden, dass die Strömung über dem Pass (Kontrollpunkt) nur etwa 2/3 so dick ist wie weiter stromaufwärts. Am Boden fällt der Druck zufolge der Schichtdickenverringering leicht.

Ein Beispiel für den Brennereinschnitt möge das illustrieren. Bei seichtem (Süd)föhn findet man typischerweise eine Inversion auf der Alpensüdseite in Kammniveau: als Beispiel in der Höhe von 2700 m NN und mit einem potentiellen Temperaturunterschied über die Dicke der Inversion (= Grenzschicht) von 3 K. Am

Kontrollpunkt Brennerereinschnitt mit einer Höhe von 2100 m NN liegt die Inversion dann in 2100 m + 2/3 (2700–2100) m = 2500 m NN. Da die Geschwindigkeit dort gleich der Phasengeschwindigkeit sein muss, können wir Gl. (1) mit $h=600$ m und $\Delta\theta=3$ K, $\theta_0=300$ K benutzen und erhalten für die Geschwindigkeit am Brennerkamm knapp 8 m/s.

Schießt die Strömung überkritisch leeseitig des Einschnitts hinunter, beschleunigt sie weiter und wird dünner. Der reduzierte Bodendruck entlang der Strömung wird geringer. Ein Übergang zurück in einen unterkritischen Zustand erfolgt abrupt und turbulent in einem „hydraulischen Sprung“, wodurch die Strömung wieder dicker und langsamer wird. Wo der Sprung liegt, hängt ab von der Luftmasse im Lee, den topographischen Eigenheiten und Details der Strömung selbst. Das Konzept des hydraulischen Sprungs kommt aus der Fluid-dynamik. Das Analogon dazu in einer stabil geschichteten Atmosphäre möchten wir im weiteren als „Atmosphärensprung“ bezeichnen, mit den Identifikations-merkmalen einer abrupten Verdickung und Verlangsamung der Schicht, eines Anstiegs des reduzierten Bodendrucks, von Turbulenz und (bei ausreichender Feuchte) Wolkenbänken, die sich vor allem an der Unterseite und der stromaufwärtigen Seite rasch ändern.

Beispiel

Die hydraulische Theorie kann selbst beim Verständnis einer komplexen Strömungssituation helfen. Messungen eines Forschungsflugzeugs, von Radiosonden an drei Standorten, eines instrumentierten Autos, eines Doppler-Sodars und mehrerer automatische Wetterstationen sind in Abb. 2-2 zu einem Querschnitt entlang der Wipptalachse vereint. Die stromaufwärtige Luft unterhalb der Höhe des breiten Einschnitts strömt nicht auf die andere Seite. Die Luft darüber steigt ins Lee hinab: etwa 5 km stromabwärts des Passes erreicht Luft vom oberen Einschnitt erstmals den Talboden. Die Automessungen zeigen, dass die potentielle Temperatur innerhalb eines Kilometers um nahezu 3 K steigt. Durch das Absinken löst sich die Strato-cumulusbewölkung auf. Vom Lee zum Luv hin schauend ist eine „Föhnmauer“ sichtbar.

Die stabile Grenzfläche zwischen der Einschnittströmung und der darüber liegenden Atmosphäre sinkt nach Norden hin ab. Dieses generelle Absinken wird moduliert von mehreren abrupten Anstiegen der Isentropen, die immer mit Variationen der lokalen Topographie zusammenhängen (vgl. die fett ausgezogene mittlere Topographie): die Strömung schießt einen Rücken hinunter und springt dann wieder in einen langsameren, vertikal ausgedehnteren Zustand zurück.

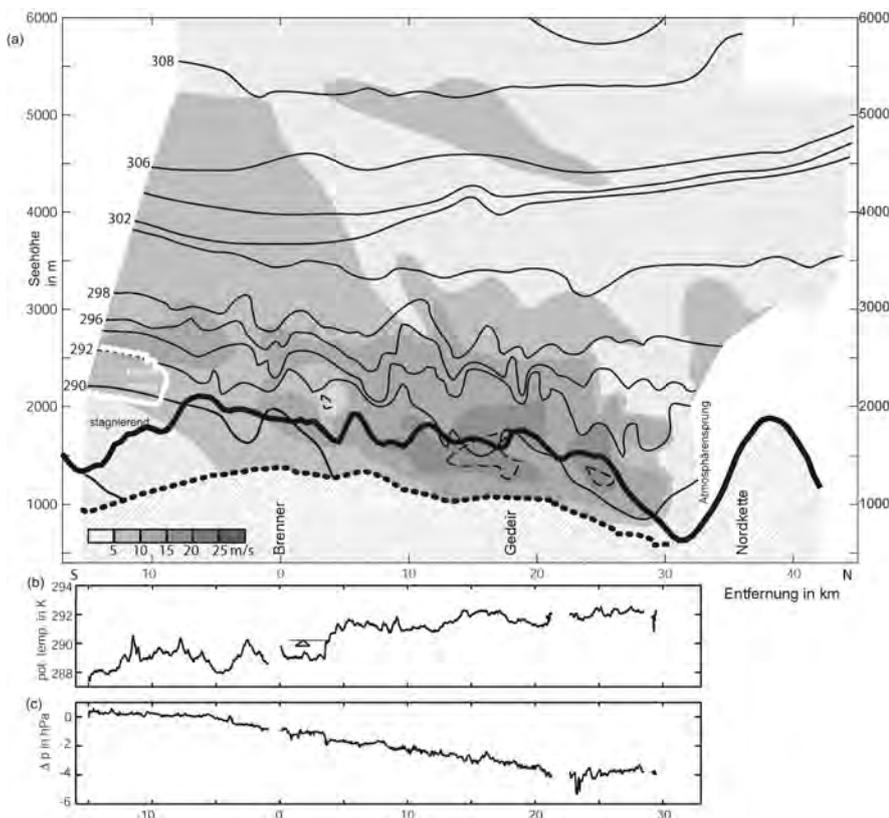


Abb. 2-2: (a) Vertikalschnitt entlang des tiefsten Teils der Brennersenke mit Isentropen (ausgezogen in 2 K Abstand), Nordkomponente des Horizontalwindes (schattiert; siehe Balken und 2,5 m/s Isotache strichliert), Höhe der Autobahn (fett strichliert), Föhnmauer (weiße Wellenlinie) und der mittleren Topographie über die Wipptalbreite (fett ausgezogen). (b) Potentieller Temperaturverlauf aus der Automessung entlang der Autobahn und (c) der reduzierte Druck.

Der reduzierte Bodendruck (Abb. 2-2c) ist konstant bis etwa 5 km stromaufwärts vom Einschnitt. Wie die Grenzfläche und im Einklang mit der generellen Beschleunigung und dem Seichterwerden der Strömung fällt auch der reduzierte Bodendruck bis zum Inntal hin. Darüber moduliert gibt es leichte Druckanstiege im Bereich der Atmosphärensprünge, z. B. bei km 7-8 und 16.

Bei der Interpretation von Abb. 2-2 muss man berücksichtigen, dass die Strömung auch quer zum Tal variiert und dass die Flugzeug- und Radiosondenmessungen, aus denen der Vertikalschnitt hauptsächlich konstruiert wurde, nicht immer direkt über der Automessung (Abb. 2-2b und 2-2c) liegt. Nicht jeder Sprung im Vertikalschnitt ist daher an genau der gleichen Stelle in der Bodenmessung auffindbar – und umgekehrt. Änderungen in der seitlich begrenzenden Topographie modifizieren die Strömung ebenso wie Änderungen des Unterrandes und können gleichfalls Sprünge (auch in der Talmitte) verursachen.

Vor dem quer zum Wipptal verlaufenden Gebirgszug der Nordkette tritt noch ein weiterer Atmosphärensprung auf; der Bodendruck steigt zum Fuß der Nordkette hin wieder leicht an.

Dieser allgemeine Druckfall stromabwärts vom Einschnitt mit den kleinräumigen Modulationen durch Atmosphärensprünge tritt bei allen schnellen Einschnittströmungen auf und taucht daher auch im Mittel in längeren Messreihen (Abb. 2-3a und 2-3b) auf. Der Sprung unmittelbar stromabwärts des Brenneinschnitts findet sich bei seichtem Föhn (Strömung nur durch die Einschnitte) und hochreichendem Föhn (Strömung auch über den Gebirgshauptkamm), ebenso wie der Sprung ungefähr in der Mitte des Wipptals. Der Betrag des Druckfalls ist bei hochreichendem Föhn größer, da die Luft weiter (und aus größeren) Höhen herabsteigt.

Das hydraulische Konzept scheint das Wesentliche der Strömung zu erfassen: numerische Simulationen mit einem hydraulischen Modell mit einer homogenen fließenden Schicht (Abb. 2-3c und 2-3d) zeigen einen qualitativ ähnlichen Verlauf wie die Bodendruckbeobachtungen. Dabei ist die Änderung der Obergrenze der fließenden Schicht im Modell proportional dem reduzierten Bodendruck.

Die hydraulischen Simulationen machen auch nochmals deutlich, wie sehr Topographiedetails die Strömung bestimmen (Abb. 2-4). Die Strömung wird an vielen Leehängen der seitlich in das Wipptal hineinragenden Rücken überkritisch, d. h. dünner und viel schneller. Und das für die unterschiedlichsten Dicken und Geschwindigkeiten der Schicht im Luv (und Lee). Je hochreichender die Luft über den Hauptkamm kommt, an desto größeren Bereichen der Leehängen des Hauptkamms und der seitliche ins Tal mündenden Rücken kommt es zu überkritischer Strömung. Bevor das Gelände wieder ansteigt bzw. enger wird, geht die Strömung in einem Atmosphärensprung zurück in den langsameren und dickeren unterkritischen Zustand.

Die Lage der Sprünge in den Simulationen wird von Wolkenbeobachtungen bestätigt. Wenn die Luft abrupt wieder nach oben ausgelenkt wird, erreicht sie bei typischen Feuchteverhältnissen im Wipptal das Hebungskondensationsniveau. Besonders an der Wolkenbasis und der stromaufwärtigen Wolkenseite wird die Turbulenz sichtbar durch Wolkenelemente, die sich rasch verändern.

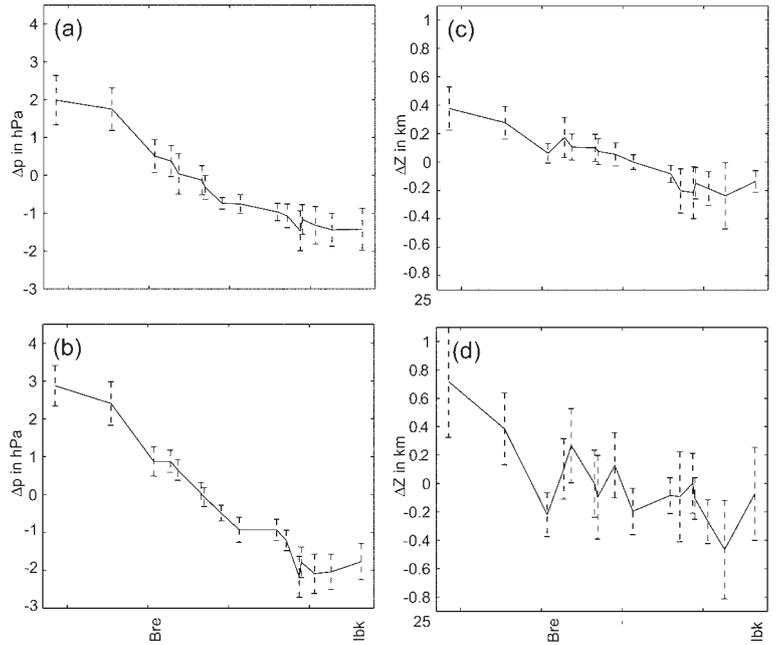


Abb. 2-3: Mittlerer Verlauf des reduzierten Drucks, gemessen an automatischen Wetterstationen entlang der Brennerenke während MAP für (a) seichtem Föhn (=reine Einschnittströmung) und (b) hochreichendem Föhn (Einschnittströmung und Strömung über den Hauptkamm); (c) und (d) enthalten die entsprechenden Ergebnisse von numerischen Simulationen der Höhenänderung der fließenden Schicht in einem einschichtigen Flachwassermodell. Die strichlierten Balken überdecken eine Standardabweichung (aus GOHM und MAYR 2004).

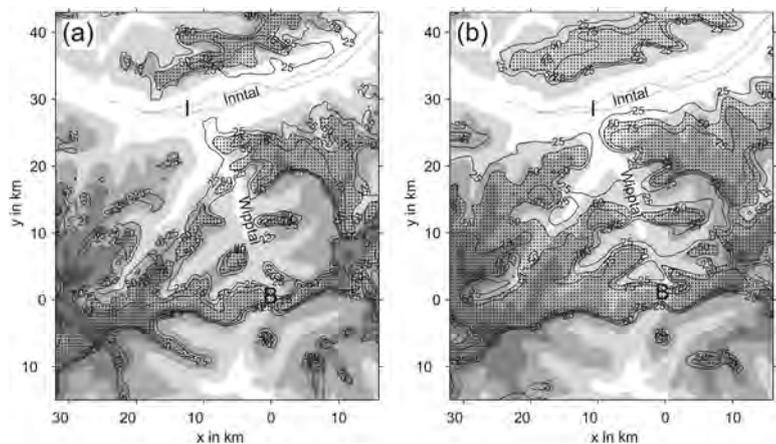


Abb. 2-4: Häufigkeit, mit der die Strömung in einer Vielzahl von numerischen Simulationen mit unterschiedlichen Anfangsbedingungen von (a) seichtem und (b) hochreichendem Föhn in einem einschichtigen Flachwassermodell überkritisch wurde. Isolinien der Häufigkeit: 25 %, 50 % und 75 %. Gebiete, in denen die Strömung in mindestens 50 % aller Fälle überkritisch war, sind punktiert. Die Orte Innsbruck (I) und Brenner (B) sind markiert (aus GOHM und MAYR 2004).

2.2 Auswirkungen von Reibung, Turbulenz und Strömungsablösung

Bodenreibung wirkt auf Einschnittströmungen nicht nur von unten, sondern auch von den rauen seitlichen Begrenzungen her. Die dadurch erzeugten turbulenten

Grenzschichten in Verbindung mit der Seichtheit der Strömung beeinflussen diese durch die Verringerung der kinetischen Energie wesentlich. Entlang der seitlichen Ränder wird Vorticity von entgegengesetztem Vorzeichen erzeugt: zyklonale am (stromabwärts schauend) linken und antizyklonale am rechten Rand. Man erhält Streifen von potentieller Vorticity, deren Magnitude um ein Vielfaches höher ist als in der Stratosphäre und durchaus 50 PVU erreichen kann. Nicht nur die Grenzschicht, sondern auch die Atmosphärensprünge sind turbulent und Quellgebiete von potentieller Vorticity.

Reibung spielt auch eine Rolle, wenn die Stromlinien nicht mehr dem Gelände zu folgen vermögen und sich von diesem lösen („Strömungsablösung“). Schießt eine Strömung überkritisch einen (steilen) Hang hinunter, liegt außerhalb dieser schießenden Schicht auf gleicher Höhe etwas weiter stromabwärts (potentiell) kältere Luft mit höherem Druck. Die daraus entstehende Druckgradientkraft trägt zur Strömungsablösung bei. Je stärker die Reibung, desto weiter oben am Hang löst sich die Strömung ab. Ein weiterer Faktor ist die im Lee in Bodennähe liegende Luftmasse. Ist sie sehr kalt, z. B. durch nächtliche Auskühlung, so wird sich die schießende Strömung auch vom Hang lösen und darüber hinweggleiten.

Durch Strömungsablösung ist es am Talboden oft ruhig, während etwas oberhalb der Föhn bläst. Abb. 2-5 zeigt ein Beispiel am Ostrand des Wipptals (mit höherer Topographie als über Talmitte) bei der Einmündung ins quergelegenen Inntal. Die Daten stammen von einem flugzeuggetragenen Aerosollidar. Die Einschnittströmung (rot) hat im Gegensatz zur darüber liegenden Luft (blau) einen deutlich höheren Aerosolgehalt. Die zuerst relativ dicke und langsame Strömung beschleunigt schon etwas vor dem Berggipfel (PAK) so stark, dass sie nur mehr wenige hundert Meter dünn den Leehang hinunter schießt und bei etwa 9 km sich mit einem Atmosphärensprung vom Hang ablöst. Die hohe Turbulenz im Sprung mischt darüber liegende Luft ein (gelbe und grüne Falschfarben). Die Luft mit dem hohen Aerosolgehalt im Inntal (IBK) ist Föhnluft aus dem Wipptal, die an der Nordkette (NK) abgelenkt wurde.

2.3 Grenzen des Hydraulikkonzepts

Für eine exakte Anwendbarkeit des hydraulischen Konzepts muss die fließende Schicht homogen sein, d. h. neutral geschichtet sein und nur einen Dichte- bzw. potentiellen Temperaturwert aufweisen und von der benachbarten Schicht durch eine Dichte-„stufe“ getrennt sein. Das Fehlen dieser „Stufe“ in der potentiellen Temperatur ist die häufigste Ursache, wieso das Hydraulikkonzept nicht angewandt werden kann, weil dann keine Entkoppelung zur darüber liegenden Atmosphäre gegeben ist. Dass eine Einschnittströmung

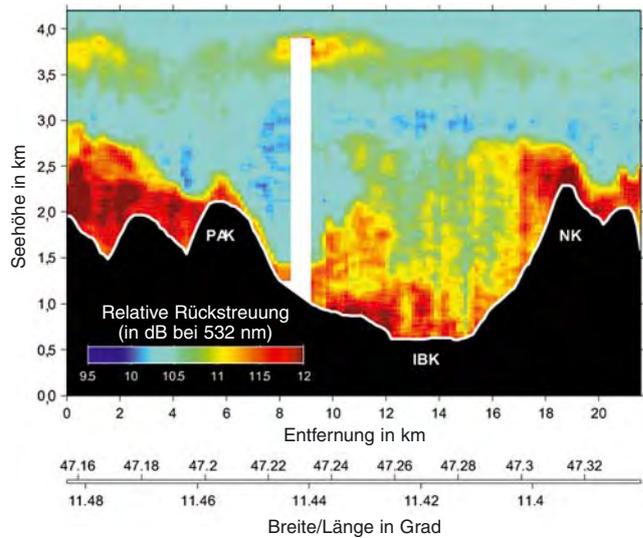


Abb. 2-5: Vertikalschnitt der Rückstreuintensität entlang des östlichen Wipptalrandes vom 20.10.1999, 13:50 - 13:53 UTC, gemessen von einem flugzeuggestützten Aerosollidar. Die Strömung läuft dabei von links nach rechts. Rot: Einschnittströmung mit hohem Aerosolgehalt, blau: darüber liegenden Atmosphäre. Der weiße Balken kommt daher, dass dort der Laserstrahl von einer Wolke blockiert wurde. Weitere Einzelheiten im Text (aus GOHM und MAYR 2004).

in den seltensten Fällen neutral, sondern kontinuierlich stabil geschichtet ist, beeinträchtigt die Anwendbarkeit des Hydraulikkonzepts weniger.

Für Strömungen, die in der Vertikalen nicht weit über den Gebirgskamm reichen, also hauptsächlich auf die Einschnitte beschränkt sind, funktioniert die hydraulische Theorie gut. Ein Beispiel dafür ist der seichte Föhn. Fließt Luft bis weit oberhalb des Gebirgskamms über das Hindernis wie beim hochreichenden Föhn, ist die hydraulische Theorie auch wegen des Fehlens der stabilen Stufe am Oberrand nur mehr bedingt anwendbar und als Konzeptmodell eignet sich die linearisierte Schwerewellentheorie besser.

3 Vorhersage

In den Alpen, aber auch in anderen Gebirgszügen sind Gebirgseinschnitte meist besiedelt. In Verbindung mit ihrem häufigen Auftreten stellen schnelle Strömungen durch Einschnitte eine kleinräumige Vorhersageherausforderung dar. Im Wipptal zum Beispiel gab es während der 70tägigen Feldmesskampagne von MAP im Herbst 1999 an manchen Orten bis zu etwa 1/3 der Zeit Föhn (= schnelle Einschnittströmungen). Für den Meteorologen ist es wichtig zu erkennen, wann die Bedingungen für eine Einschnittströmung gegeben sind. Die konkrete Beschreibung erfolgt zwar für die Brennersenke, lässt sich aber leicht an den jeweiligen Einschnitt in den Alpen bzw. anderen Gebirgszügen anpassen.

3.1 Zeitliche Entwicklung der Einschnittströmung

Wie kommt es eigentlich zu einer schnellen Strömung durch einen Einschnitt? Einmal, wenn zwei verschiedene Luftmassen auf beiden Seiten des Gebirges liegen, so dass hydrostatisch bedingt ein Druckunterschied entsteht bzw. die Isentropen auf der einen Seite einen Kaltluftdom bilden und auf der anderen eine Warmluft, „schüssel“. Ein Druckgradient ist auch dann vorhanden, wenn die synoptische (geostrophische) Strömung parallel zum Gebirge weht (im Fall der Brennersenke also aus Westen kommt). Da das Gebirge aber diese geostrophische Strömung modifiziert, kann je nach Gebirgsform und Lage des Einschnitts, der mesokalige Druckgradient ganz anders ausschauen (ZÄNGL 2002). Und natürlich kommt es zu einer Einschnittströmung bei einer Anströmung auf das Gebirge in Richtung des Einschnitts.

Die typische synoptische Abfolge für die Strömung durch die Brennersenke ist, dass zuerst eine Kaltfront vom Norden der Alpen über und um diese herum auf die Südseite gelangt, so dass auf der Nord- und Südseite Kaltluft liegt. Um den nachfolgenden Keil herum und auf der Vorderseite des nächsten Troges wird (relativ) warme Luft an der Westseite der Alpen vorbei nach Nordosten geführt, während auf der Südseite (in der Poebene) immer noch die Kaltluft liegt. Der hydrostatisch bedingte Druckunterschied reicht aus, um eine Strömung durch die Brennersenke in Gang zu setzen, während oberhalb des Alpenhauptkamms die Strömung noch nicht auf Süd, sondern ungefähr parallel zu den Alpen weht. Dieses Stadium wird als „seichter Föhn“ bezeichnet, wie Abb. 2-1 für das Beispiel des 20. Oktobers 1999 zeigt. Erst wenn sich der Trog weiter annähert, reicht die Queranströmung über den Kamm bis in größere Höhen und die Luft fließt nicht mehr nur durch die Alpenpässe, sondern auch über den Hauptkamm nach Norden: „hochreichender“ Föhn (vgl. 21. Oktober in Abb. 2-1).

3.2 Objektive Vorhersage

Örtliche, mit dem Phänomen vertraute Meteorologen liefern gute subjektive Vorhersagen. Eine objektive Vorhersage ist schwieriger, weil für globale Vorhersagemodelle ein Einschnitt wie die Brennersenke subskalig ist. Dabei ist zu bedenken, dass selbst in Regionalmodellen (typische Maschenweite 10 km) die Topographie nur unzureichend aufgelöst ist. In der Modelltopographie gibt es oft nicht einmal eine Andeutung eines solchen Einschnitts. Die direkte Verwendung des Modellwindes vom nächstgelegenen Gitterpunkt muss also nicht aussagekräftig sein (und ist öfters so gar entgegen gerichtet). Die objektive Vorhersage könnte klassisch über **Model Output Statistics (MOS)** gemacht werden. Ein reizvoller alternativer Weg ist, sich die zugrunde liegenden Mechanismen zunutze zu machen: Die Asymmetrie der Strömung (dick und lang-

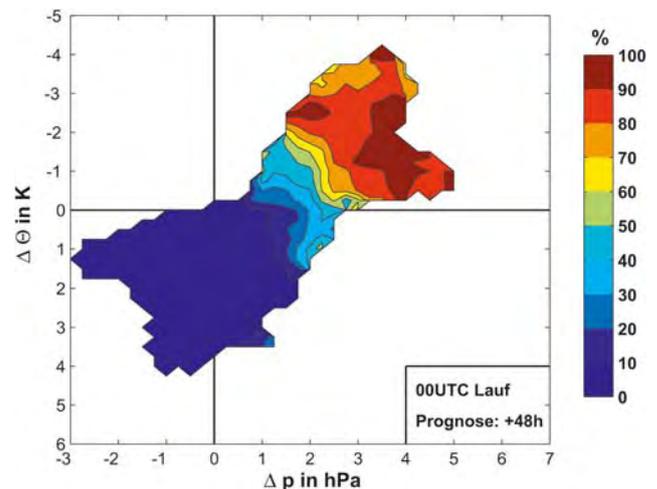


Abb. 2-6: Bedingte Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Föhn am Wipptalboden aus einer 48stündigen Vorhersage des ECMWF T511 Modells in Abhängigkeit von der Differenz des reduzierten Drucks zwischen dem jeweils ersten Gitterpunkt südlich und nördlich des Modellhauptkamms und der potentiellen Temperaturänderung entlang einer etwa 300 m über dem Modellgebirge gelegenen Modellfläche vom Hauptkamm bis zum ersten nördlichen Gitterpunkt. Die horizontale Maschenweite ist etwa 40 km.

sam im Luv, schnell und dünner im Lee) bedeutet, dass die Isentropen in der (Föhn)schicht absteigen und dass hoher Druck im Luv und niedrigerer im Lee herrscht. Durch die Berechnung bedingter Häufigkeitsverteilung des Druckunterschiedes zwischen den beiden Seiten des Modellgebirges und des Absinkens der Isentropen vom Modellhauptkamm zum ersten leeseitigen Gitterpunkt bei Föhn für einen mehrjährigen Datensatz können nun probabilistische Föhnvorhersagen (Abb. 2-6) für das Wipptal gemacht werden (DRECHSEL und MAYR 2005). Bei einem Druckunterschied von über 3 hPa zum Beispiel ist eine Einschnittströmung sehr wahrscheinlich. Aber auch bei geringeren Druckdifferenzen kann eine Einschnittströmung vorhergesagt werden, wenn die Isentropen im Modell entsprechend stark absinken. Durch die bedingten Häufigkeiten ist der Meteorologe imstande nicht nur eine Ja/Nein-Aussage zu machen, sondern eine Eintrittswahrscheinlichkeit anzugeben.

Für eine direkte Vorhersage der Einschnittströmungen muss sich noch die horizontale und vertikale Auflösung der operationellen Vorhersagemodelle verfeinern und Parameterisierungen und die Initialisierung muss verbessert werden. Forschungsmodelle wie z. B. MM5 mit Gittermaschenweiten unter 1 km waren in Kombination mit den Feldmessdaten essentiell zum Verständnis von Einschnittströmungen (z. B. ZÄNGL 2003, GOHM et al. 2004). Die Beobachtungen während MAP waren detailliert genug, um zu zeigen, dass solch feinskalige Simulationen viele Details korrekt wiedergeben, aber nicht perfekt sind. Nicht gut erfasst wurde die Inversion, welche die Föhnströmung nach

oben hin begrenzt. Das ist wahrscheinlich eine Frage der korrekten mesoskaligen Anfangsbedingungen. Weiterhin braucht es verbesserte Turbulenzparametrisierungen, die berücksichtigen, dass turbulente Reibung in einem Einschnitt auch durch die begrenzenden Hänge verursacht wird.

Literatur

- DRECHSEL, S., G. J. MAYR, 2005: Objective forecasting of foehn for a subgrid-scale Alpine valley. Submitted to *Weather and Forecasting*.
- GOHM, A., G. J. MAYR, 2004: Hydraulic aspects of foehn winds in an Alpine valley. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **130**, 449-480.
- GOHM, A., G. ZÄNGL, G. J. MAYR, 2004: South foehn in the Wipp valley on 24 October 1999 (MAP IOP 10): Verification of high-resolution numerical simulations with observations. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 78-102.
- MAYR, G. J., L. ARMI, S. ARNOLD, R. M. BANTA, L. S. DARBAY, D. R. DURRAN, C. FLAMANT, S. GABERSEK, A. GOHM, R. MAYR, S. MOBBS, L. B. NANCE, I. VERGEINER, J. VERGEINER, C. D. WHITEMAN, 2004: Gap flow measurements during the Mesoscale Alpine Programme. *Meteorol. Atmos. Phys.* **86**, 99-119.
- PAN, F., R. B. SMITH, 1999: Gap winds and wakes: SAR Observations and numerical simulations. *J. Atmos. Sci.* **56**, 905-923.
- SCHÄR, C., 2002: Mesoscale mountains and the larger-scale atmospheric dynamics: A review. In: R. P. Pearce (Hrsg.), *Meteorology at the Millenium*, Academic Press, San Diego, 29-42.
- WMO, 1992: International meteorological vocabulary, 2nd edition, WMO-Pub. 182, Genf, 784 S.
- ZÄNGL, G., 2002: Stratified flow over a mountain with a gap: Linear theory and numerical simulations. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **128**, 927-949.
- ZÄNGL, G., 2003: Deep and shallow south foehn in the region of Innsbruck: Typical features and semi-idealized numerical simulations. *Meteorol. Atmos. Phys.* **83**, 237-262.

A. DÖRNBRACK, R. HEISE, J. P. KUETTNER

3 Wellen und Rotoren

Waves and rotors

Zusammenfassung

Die Strömung über Gebirgskämme regt regelmäßig Wellenbewegungen über dem Gebirge und in seinem Lee an, deren Kämme bei geeigneten Feuchtigkeitsverhältnissen durch stationäre Lenticularis-Wolken markiert sind. In Bodennähe können sich dabei auch Rotorströmungen mit einer horizontalen Achse parallel zum Gebirgskamm ausbilden. Dieser Beitrag skizziert Meilensteine der Vermessung und numerischen Simulation dieser für die Fliegerei sehr relevanten Phänomene aus einem Zeitraum von nicht weniger als 70 Jahren.

Abstract

Flow across mountain ridges regularly induces wave motions above the mountains and on their lee side, the crests of which are marked by lenticular clouds in suitable moisture conditions. Near the ground rotor flows around a horizontal axis parallel to the ridge are also possible. This contribution collects milestones for the measurement and numerical simulations of these phenomena with direct relevance for aviation from a period of no less than 70 years.

1 Einleitung

Im Frühjahr 2006 wird in und über der Sierra Nevada (USA) das **Terrain-Induced Rotor Experiment (T-REX)** stattfinden. Diese Feldkampagne wird bodengebundene Messsysteme und Forschungsflugzeuge zusammenführen, um die Struktur von Rotoren im Lee der Sierra Nevada und die durch die Gebirgsüberströmung angeregten Schwerewellen, deren Instabilitäten und das Wellenbrechen bis hinein in die Stratosphäre zu untersuchen. Der Ort im Owens Valley und die Jahreszeit von T-REX sind identisch mit den in den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts durchgeführten Sierra Wave Project und dem Mountain-Wave Jet Stream Project (GRUBIŠIĆ und LEWIS 2004). Dieser Artikel versucht, die heutigen wissenschaftlichen Fragestellungen von T-REX aus den Ergebnissen vergangener Kampagnen und aktueller Anforderungen zu erklären und dabei die Höhepunkte der Rotorforschung der vergangenen Jahrzehnte aufzuzeigen. Zuerst einmal gehen wir der Frage nach:

2 Was sind Rotoren?

Rotoren sind Wirbel mit horizontalen Rotationsachsen parallel zu einem Gebirgskamm, die sich in der unteren Atmosphäre bei der Überströmung im Lee von Gebirgen bilden. Rotoren, auch Wirbelwalzen genannt, entwickeln sich nur, wenn die Anströmgeschwindigkeit senkrecht zum Hindernis hinreichend groß ist. Die Struktur und Entwicklung von Rotoren sind sowohl mit den über ihnen liegenden Leewellen als auch mit turbulenten Ablöseprozessen in der Grenzschicht verbunden.

Eine erste anschauliche Schilderung dieses gekoppelten Systems Welle-Rotor findet man in dem Buch „Die

hohe Schule des Segelfluges“ (Verlag Klasing & Co., Berlin 1933), aufgeschrieben von W. HIRTH nach dem Segelflug, der zur Entdeckung der Leewellen und der Rotoren unter der Moazagotl-Wolke am Riesengebirge (Abb. 3-1) führte:

„Als nach einer halben Stunde die Vorbereitungen beendet waren, folgte der aufregendste Schlepptart meines Lebens. Durch eine außerordentlich verwirbelte Luft ging es in niedriger Höhe über Baumwipfel, Hochspannungsleitungen und Schornsteine. Kaum hatten wir uns 50 m erkämpft, warf uns eine Bö wieder auf 20 m herab. Die Motormaschine vor mir tanzte wie ein wildgewordenes Pferd. Wohl zehnmals war ich nahe daran, die Verbindung zu lösen. Aber ein schwerer Sturz der Motormaschine, durch das herabhängende Seil verursacht, hätte die Folge sein können. Also hieß es die Zähne zusammenbeißen und aushalten. Endlich, nach fünf schweren Minuten, waren 100 m Höhe gewonnen. Nun folgte eine Periode schnellen Steigens bis in 800 m Höhe ... Die Unruhe der Luft war auch in dieser Höhe außerordentlich, aber nicht mehr so gefährlich wie in der Nähe des Bodens.“



Abb. 3-1: Das Moazagotl des Riesengebirges, fotografiert am 11. Dezember 1936. Blick von Grunau nach Süden der Strömung entgegen (zur Orientierung siehe Abb. 3-8). Die mehrfache Schichtung und die laminierte Wellenstruktur der Lenticularis-Wolke sind erkennbar; darunter die Föhnmauer und die in der Wirbelwalze durch starke Turbulenz zerrissenen Cumuli fracti (aus KÜTTNER 1938).

Diese Schilderung legt eine ausgeprägte vertikale Zweiteilung der Atmosphäre nahe: eine bodennahe, turbulente Grenzschicht und darüber eine ruhigere, oft laminare Schicht, in der Wellenflüge möglich sind. Basierend auf zahlreichen Beobachtungen und theoretischen Untersuchungen wissen wir, dass das Auftreten dieser Leewellen im wesentlichen durch zwei atmosphärische Parameter bestimmt wird: die thermische Schichtung der Atmosphäre, charakterisiert durch die BRUNT-VÄISÄLÄ Frequenz N ($N^2 = g/\Theta_0 d\Theta_0/dz$, mit der potentiellen Temperatur Θ_0), und die horizontale Windgeschwindigkeit U_0 , wobei der Index „0“ einen ungestörten Zustand stromauf eines Hindernisses kennzeichnen soll.

Basierend auf der linearen Wellentheorie einer homogen Anströmung (konstantes N und U_0) kleiner Berge leiteten QUENEY (auf der f-Ebene) und LYRA (für die nichtrotierende Atmosphäre) in den 30er und 40er Jahren des 20. Jahrhunderts Bedingungen ab, unter denen sich Wellen vertikal in die Atmosphäre ausbreiten können (GILL 1982). Für die nicht-rotierende Atmosphäre muss die Bedingung $k < \ell$ ($k = 2\pi/\lambda_x$ ist die horizontale Wellenzahl des Hindernisses und $\ell \approx N/U_0$ ist der SCORER-Parameter) erfüllt sein; nur unter diesen Bedingungen erlauben die linearisierten Bewegungsgleichungen vertikal propagierende Wellen (siehe auch: SMITH 1979). Schreibt man diese Bedingung $k < \ell$ (d. h. breitere Hindernisse, oder alternativ größere Stabilität und geringere Windgeschwindigkeit) in der Form $U_0 k < N$ auf, wird physikalisch sofort deutlich, dass propagierende Wellen vor allem bei starker stabiler Schichtung auftreten.

Löst ein Bodenhindernis bei stationärer Anströmung Schwerewellen aus, die in einer bodennahen Schicht durch Totalreflexion gefangen werden, können horizontal mehrere Wellenzüge auftreten. Wegen ihrer Position im Lee des Hindernisses werden diese als Leewellen bezeichnet. SCORER (1949) berechnete als erster Bedingungen für das Auftreten von Leewellen für vertikal veränderliche Profile $U_0(z)$ und $N(z)$. Für eine Atmosphäre, bestehend aus zwei übereinanderliegenden Schichten mit jeweils konstanten SCORER-Parametern ℓ_U und ℓ_O , leitete SCORER folgende Bedingung für das Auftreten von Leewellen ab: $\ell_U^2 - \ell_O^2 > \pi^2/4H^2$, wobei H die Dicke der unteren Schicht ist. Neben dem Vorhandensein eines starken Horizontalwindes ist das Auftreten von Leewellen also vor allem mit einer Veränderung der Dichteschichtung als Funktion der Höhe verbunden, was sich in der Abnahme des SCORER-Parameters $\ell(z)$ mit der Höhe widerspiegelt.

Die zweidimensionale Überströmung eines breiten Hügels wird für diese idealisierte Situation in Abb. 3-2 dargestellt. Die Muster der Isentropen (Linien konstanter potentieller Temperatur Θ) lassen auf Leewellen und Rotoren schließen. Die Rechnungen wurden mit dem anelastischen, nichthydrostatischen Modell

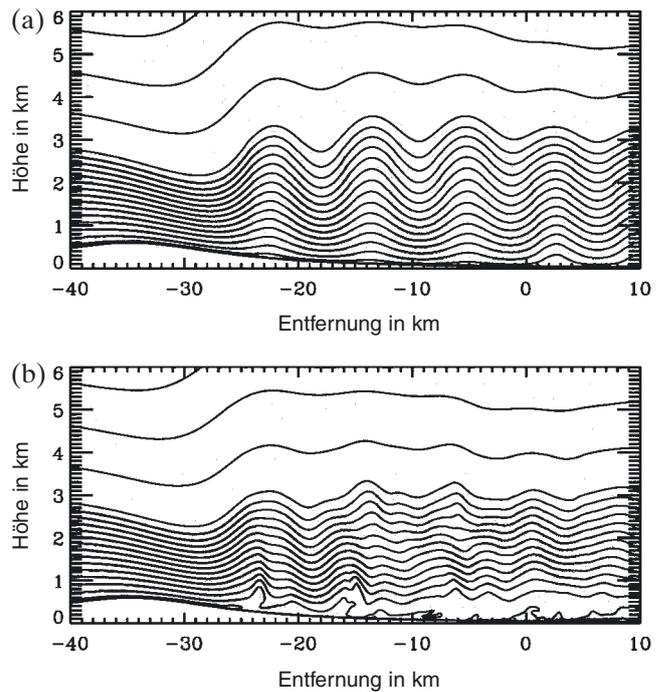


Abb. 3-2: Potentielle Temperatur ($\Delta\Theta=1$ K) nach 2 h Integrationszeit für eine idealisierte, trockene 2D-Simulation der Überströmung eines 600 m hohen Berges ohne (a) und mit (b) innerer Reibung. Die ungestörten Anfangsbedingungen U_0 und Θ_0 sind für beide Rechnungen identisch. Die thermische Schichtung ist durch schichtweise konstante Werte der BRUNT-VÄISÄLÄ Frequenz gegeben: $N_U=0,025$ s⁻¹ für $z < H=3$ km und $N_O=0,01$ s⁻¹ darüber; der Horizontalwind U_0 beträgt 25 m/s für alle Höhen ab 600 m über Grund, darunter fällt U_0 linear auf 0 m/s bis zum Boden ab. Die räumliche Auflösung beträgt $\Delta z=20$ m und $\Delta x=200$ m; der Zeitschritt ist $\Delta t=0,5$ s.

EULAG durchgeführt (GRABOWSKI und SMO-LARKIEWICZ 2002). Wie man sich leicht überzeugen kann, sind für diese Rechnungen SCORER's Bedingung gut erfüllt, und es bilden sich Wellen im Lee des Hindernisses aus. Rotoren (charakterisiert durch die sich überschlagenden Isentropen – „reversed flow“ – in Bodennähe) entstehen jedoch nur, wenn die Simulationen mit innerer Reibung und einer Haftbedingung am Boden durchgeführt werden. Besonders eindrucksvoll ist zu erkennen, dass die reibungsbehaftete Strömung eine turbulente atmosphärische Grenzschicht ausbildet, in der man vielleicht ähnliche Auf- und Abbewegungen erleben könnte, wie die von W. HIRTH geschilderten.

In der Natur hängt die Entwicklung und Stärke von Rotoren u. a. sehr stark von der Bodenbeschaffenheit ab. DOYLE and DURRAN (2002) untersuchten systematisch die Stärke (charakterisiert durch den Betrag der horizontalen Rückströmung) simulierter Rotoren für variierende Impuls- und Wärmeflüsse am Boden. Die Stärke und Mächtigkeit des Rotors nimmt mit zunehmenden Impulsfluss (proportional der Oberflächenrauigkeit) ab, wohingegen eine Erhöhung des

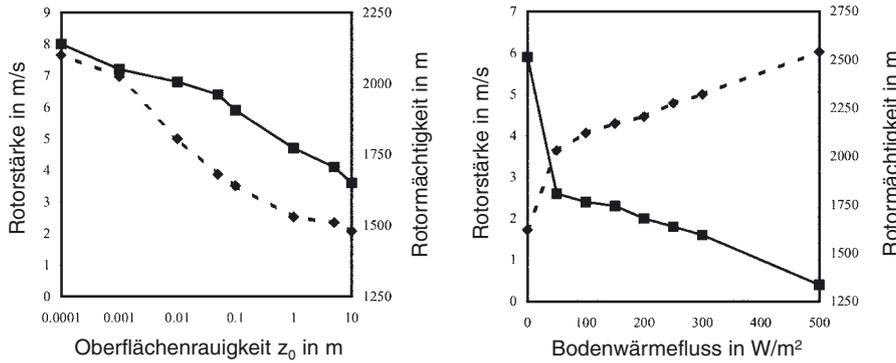


Abb. 3-3: Abhängigkeit der Rotorstärke (in m/s – durchgezogene Linie) und -mächtigkeit (in m – gestrichelte Linie) als Funktion der Oberflächenrauigkeit z_0 und des Wärmeflusses am Boden. Die Ergebnisse stammen aus idealisierten 2D numerischen Simulationen von DOYLE und DURRAN (2002) mit ähnlicher Konfiguration wie unsere Simulationen in Abb. 3-2.

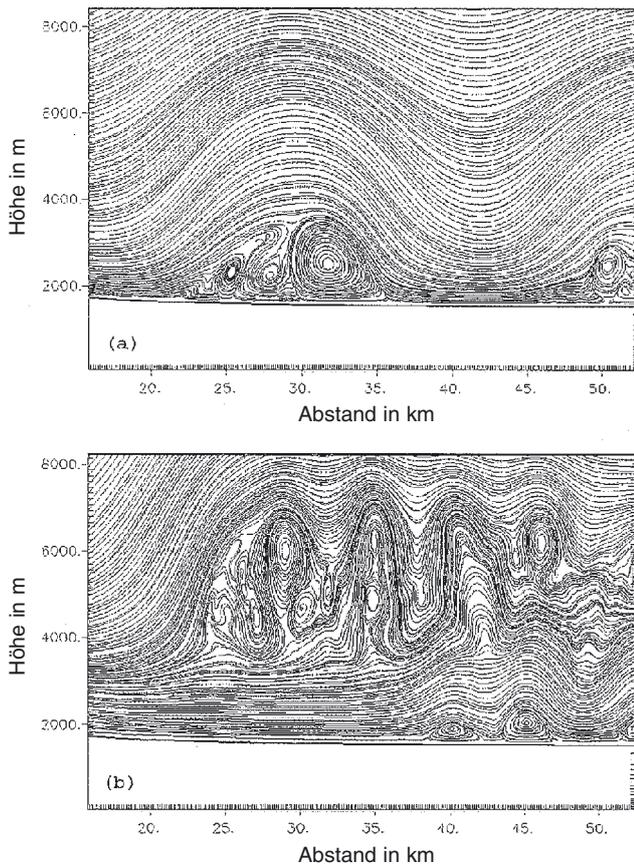


Abb. 3-4: Stromlinien aus einer idealisierten 2D-Simulation von HERTENSTEIN und KUETTNER (2005), die die Höhe von Rotoren in Abhängigkeit der vertikalen Windscherung dU_0/dz in der Inversionsschicht zwischen 4,2 und 4,8 km zeigen. Oben: $dU_0/dz=10^{-2} s^{-1}$, unten: $dU_0/dz=0$. Der Gipfel des Hindernisses liegt bei $x=0$ in einer Höhe von 4000 m.



Abb. 3-5: Wellenwolken am 27. 10. 2004 um 10:30 UTC am Flughafen von Bilbao, Spanien, aufgenommen von Lufthansa-Pilot Schramme. Der Landeanflug der B737 erfolgte direkt durch die Rotorlinie und war durch extreme Turbulenz gekennzeichnet (siehe Text S. 21).

Wärmeflusses zwar die vertikale Erstreckung des Rotors ausdehnt, aber deutlich die horizontale Rückströmung verringert (Abb. 3-3).

Aber auch andere Faktoren beeinflussen die vertikale Erstreckung von Rotoren. Basierend auf realitätsnahen Anströmprofilen aus dem Sierra Wave Project haben HERTENSTEIN und KUETTNER (2005) mittels idealisierter 2D numerischer Simulationen herausgefunden, dass die vertikale Scherung des Horizontalwindes in einer Inversionsschicht bestimmt, ob sich Rotoren ausbilden, die über die Höhe des Hindernisses hinauschießen oder unter der Gipfelhöhe bleiben (Abb. 3-4).

Numerische Simulationen von Rotoren sind sehr aufwendig, da man die turbulenten Ablöseprozesse am Boden räumlich auflösen muss und die hohen Windgeschwindigkeiten durch das COURANT-FRIEDRICH-LEVY Kriterium einen kleinen Zeitschritt erzwingen. Eigene numerische Experimente während der Vorbereitung dieses Artikels zeigten zudem, dass die numerischen Lösungen sehr sensitiv auf minimale Änderungen in den ungestörten Anfangsbedingungen U_0 und Θ_0 reagieren; dies lässt die Vorhersage der Position, Stärke und Höhe von Rotoren zu einer großen Herausforderung werden.

Bei passenden Feuchteverhältnissen weist die Anwesenheit von flachen Altocumuli lenticulares am Himmel auf Wellen und Rotoren hin. Diese Wolken mit dem glatten, abgerundeten oberen Rand und der konkaven Wolkenbasis sind quasi-stationäre Erscheinungen im Lee des Gebirges. Die Wolkenpartikel bilden sich kontinuierlich an der meist glatten Einströmkante und die Tröpfchen oder Eiskristalle verdampfen an der stromab gelegenen Seite. Unterhalb dieser Wolken beobachtet man aber auch häufig Cumuli fracti, die durch die starken Turbulenzen zerrissen werden (siehe Abb. 3-1). Abb. 3-5 zeigt ein Beispiel von zusammenhängenden Wellenwolken, aufgenommen nach dem Durchgang einer Kaltfront auf dem Flughafen von Bilbao. Was es mit diesem Foto auf sich hat, beschreiben wir im nächsten Abschnitt, der die Frage zu beantworten sucht:

3 Welche Auswirkungen hat das System Welle-Rotor auf die Luftfahrt?

In der kommerziellen und allgemeinen Luftfahrt sind die Turbulenzen durch Rotoren und brechende Leewellen grundsätzlich bekannt; in der Ausbildung von Piloten werden Rotoren jedoch nur kurz in der Rubrik Gebirgsmeteorologie erwähnt. Allerdings lassen zahlreiche Unfallberichte darauf schließen, dass das Auftreten und die Auswirkungen von Rotoren auf Luftfahrzeuge häufig unterschätzt werden. Erfahrungen aktiver Piloten, Ausbilder und Vorhersager für den Luftverkehr unterscheiden folgende Konsequenzen des Systems Welle-Rotor für die kommerzielle, die allgemeine und die militärische Luftfahrt:

Vertikal nach oben propagierende Wellen können im oberen Luftraum (in großer Höhe über dem auslösenden orographischen Hindernis) brechen (s. Abb. 3-6). Brechende Leewellen werden im fliegerischen Sprachgebrauch der Clear Air Turbulence (CAT) gleichgesetzt. Ein spektakuläres Beispiel ist die Beschädigung des Tragflügels und der Verlust eines Triebwerks einer DC-8 Frachtmaschine im Lee der Rocky Mountains (CLARK et al. 2000). Intensive Leewellenaktivität kann unter Umständen den Überflug hochreichender Gebirge (z. B. Anden, Himalaja) durch extreme Vertikalwinde (bis zu 20 m/s) und welleninduzierte Turbulenzen stark behindern oder sogar unmöglich machen.

Im Bereich zwischen der optimalen Reise Flughöhe und dem höchsten aerodynamisch möglichen Fluglevel verringert sich das „fliegbare“ Geschwindigkeitsband eines Flugzeuges. Für eine B737 mit 51 t Gewicht liegt in FL370 (37000 ft ≈ 11,1 km) der mögliche Geschwindigkeitsbereich für den Geradeausflug zwischen 185 und 260 kn. Diese „fliegbare“ Spanne von 75 kn (~38 m/s) reduziert sich bei leichten Ausweichmanövern (Kurven mit größerer Schräglage) weiter um 55 kn auf 20 kn. Bei starken vertikalen Auf- und Abwinden der Leewellen ist dann ein korrektes Halten der Flughöhe fliegerisch nicht möglich und kann zu

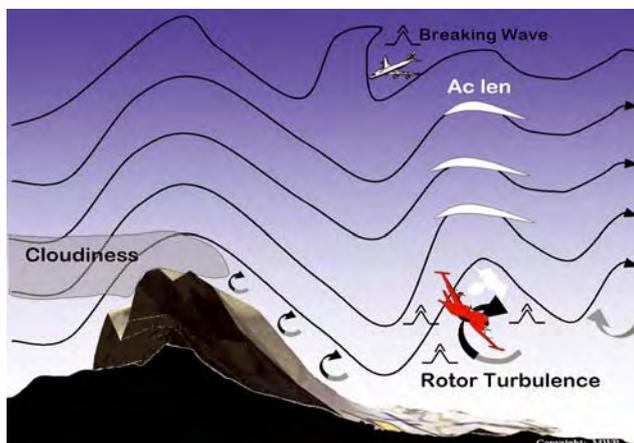


Abb. 3-6: Turbulenzgefährdete Gebiete (A) im Lee eines Gebirges: in brechenden Wellen in der Höhe und an Rotoren in Bodennähe.

kritischen Flugzuständen führen. Schwach motorisierte Luftfahrzeuge können eine zugewiesene Flughöhe (eine Notwendigkeit im mittlerweile stark frequentierten Luftraum der mittleren Troposphäre) unter Umständen überhaupt nicht halten.

Aber auch Turbulenzen in Rotoren können zu extremer Beeinflussung des Flugverkehrs führen, wie folgendes jüngere Beispiel vom Lufthansa-Flug LH 4500 von Frankfurt/Main nach Bilbao (Spanien) am 27. Oktober 2004 verdeutlicht. Auf der Rückseite einer Kaltfront (Abb. 3-7a) herrschte im Anflug der B737 auf Bilbao eine straffe Südströmung mit 65–70 kn in 3000 ft. Der Sinkflug auf die Landebahn 12 (Ausrichtung auf 120°) erfolgte im Lee der umliegenden Berge direkt durch eine Rotorlinie (Abb. 3-7b). Am Boden wurde ein böiger Südostwind mit einem Mittelwert

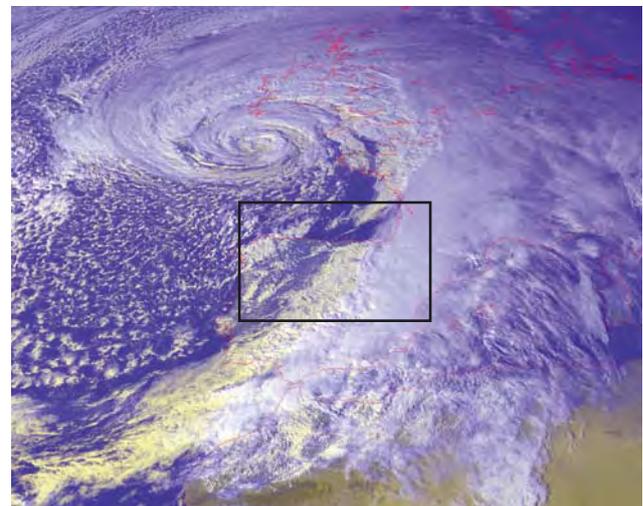


Abb. 3-7a: Hochauflöstes METEOSAT 8 Satellitenbild vom 27. Oktober 2004 um 1430 UTC. Das Tief „Carolin“ lag südwestlich von Irland und die Nord-Süd ausgerichtete Kaltfront über Spanien in der Mitte des Bildes führte zu einer starken Südströmung im postfrontalen Bereich. Am Unterrand des Bildes erkennt man den nordwestlichen Teil von Afrika (Bildbearbeitung durch Waldemar Krebs, DLR Oberpfaffenhofen).

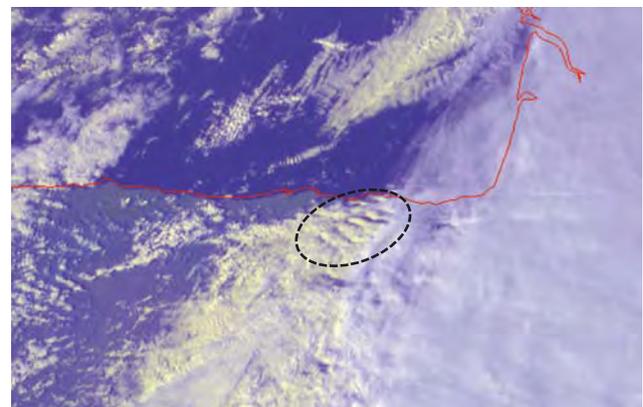


Abb. 3-7b: In diesem Ausschnitt von Abb. 3-7a erkennt man in der Nähe von Bilbao streifenförmig angeordnete Wolkenwalzen westlich des Cirruschirms (innerhalb der gestrichelten Ellipse). Die Wolkenlücken deuten auf welleninduzierte Absinkzonen im Lee des kantabrischen Gebirges hin.

von 25 kn und Windspitzen bis zu 50 kn beobachtet. Die Schwankungen der Fluggeschwindigkeit der B737 betragen 20 bis 30 kn und die vom Flugkapitän beobachtete Turbulenz wurde als extrem klassifiziert.

Der Pilot (er nahm das Photo in Abb. 3-5 auf) ist ein rotorserfahrener Segelflieger. Er hat in seiner 30-jährigen Flugerfahrung diese ungewöhnlich starke Rotorturbulenz bis zu diesem Ereignis noch nicht erlebt; ein eindrucksvolles Beispiel, dass heute Turbulenz in Rotoren eine unmittelbare Gefahr auch für die kommerzielle Luftfahrt mit großen Maschinen darstellen kann.

Viele Luftfahrzeugbesatzungen meiden im Normalfall bei solchen atmosphärischen Bedingungen exponierte Flughäfen in der Nähe von Gebirgen. Kommt man jedoch ungewarnt in ein solches Gebiet, werden unerfahrene Piloten vom akustischen „WIND SHEAR“-Hinweis im Cockpit gewarnt und versuchen gemäß Flugbuchanweisung (windshear encounter) in niedriger Höhe ein „Durchstarten“ („GO AROUND“). Diese Verfahrensweise ist jedoch bei Bedingungen wie denen in Bilbao gefährlich, weil dort ein Weiterflug im engen, ansteigenden Tal erfolgen müsste. Bei Ausfall eines Triebwerks ist durch Leistungsverlust und die starken Abwinde der Rotoren ein Aufprall oder Flugunfall sehr wahrscheinlich. Nur ein versierter, geschulter und rotorserfahrener Pilot ist in der Lage, die Aufwindbereiche der Rotoren zu nutzen und den Leistungsverlust des Flugzeugs zu kompensieren und somit das Risiko zu minimieren.

Neben den direkten Auswirkungen auf das Flugzeug führen auch moderate Turbulenzen zu einer erschwerten Ablesbarkeit von Bordinstrumenten und zu erheblichen Einschränkungen im Komfort der Passagiere, die manchmal zu schweren Verletzungen von Passagieren und Kabinenpersonal führen.

Für die allgemeine Luftfahrt, wo der Betrieb der Luftfahrzeuge vorwiegend nach Sichtflugregeln erfolgt, gilt: Bei Sonderlande- und kleineren Sportflugplätzen führt die fehlende Kenntnis des Rotorstandortes zu kritischen Landeanflügen oder sogar zum Absturz des Fluggerätes infolge Strömungsabriss. Für Gleitschirm- und Drachenflieger sowie für Ballonfahrer sind die Turbulenzen in den Rotoren fliegerisch kaum beherrschbar. Eine Belastung der Flugzeugzelle von Ultraleicht- und Leichtflugzeugen oberhalb der Zulassungsgrenzen kann zu Verlust der Tragflächen und Steuerruder führen.

Im Bereich der militärischen Luftfahrt, insbesondere im Tiefflug, ist bei Hubschraubern die starke vertikale Windscherung in den Rotoren mit einer hohen mechanischen Belastung der Steuerelemente verbunden. Ein Abscheren der Aufhängung von Rotorblättern bei bestimmten Einsatzmustern kann dabei nicht ausgeschlossen werden. Das unkontrollierte Auf- und Ab-

pendeln (oszillierende Nickbewegungen) von Jets im militärischen Tiefflug unter 1000 ft kann zu Bodenberührungen mit fatalen Folgen führen. Verschiedene Typen von großen Transportflugzeugen verfügen über eine herstellerbedingte Limitierung bei Flügen in mäßiger und starker Turbulenz. Eine Flugmission in Regionen mit vorhergesagter Turbulenz dieser Stärke ist flugausschließend, weil eine Veränderung des Schwerpunktes des Transporters durch nicht ausreichend befestigten Güter und Fahrzeuge im Frachtraum zum Absturz führen kann.

Im nächsten Abschnitt wollen wir uns kurz vor Augen führen, wie die wissenschaftliche Erforschung von Rotoren und Wellen vor siebzig Jahren begann, deswegen ein:

4 Historischer Rückblick: Die Entdeckung der Leewelle

Der 17. März 1933 war der Tag der Entdeckung der Leewelle. Über dem Hirschberger Tal in Schlesien steht die dort wohlbekannte Lenticularis-Wolke, die man im Volksmund „Moazagotl“ nennt (Abb. 3-1). Trotz des starken Südwindes bewegt sie sich nicht. Wolf Hirth – ein inzwischen weltbekannter Segelfliegpionier – beobachtet sie aufmerksam vom Hirschberger Flugplatz (zur geographischen Orientierung, siehe Abb. 3-8). Als er zu der 5 km entfernten Segelflugschule Grunau, dessen Direktor er ist, hinüberblickt, sieht er ein Segelflugzeug in schier unglaublicher Höhe über dem Südhang der Schule segeln. Zu dieser Zeit galt (nach einer Faustregel), dass man im „Hangflug“ höchstens die doppelte Hanghöhe erreichen könne, also über dem 200 m hohen Südhang höchstens 400 m. Dieses Segelflugzeug mit dem Piloten Hans Deutschmann aber flog weit über 1000 m hoch und schien noch weiter zu steigen. Hirth sprang in sein Segelflugzeug und ließ sich vom Hirschberger Flugplatz hoch schleppen. An diesem Tag entdeckte er nicht nur die Leewellen, sondern auch die unter ihnen liegenden Rotoren. Er beschreibt seinen Schleppflug mit den eindrucksvollen Worten, die wir im Abschnitt 2 zitierten, um den Leser bildlich in das gekoppelte System Welle-Rotor einzuführen. Die beiden Segelflugzeuge stiegen auf 1400 m. Von dieser Höhe konnten sie das 25 km weiter südlich vorgelagerte, etwas 1500 m hohe Riesengebirge klar sehen. Hirth zog die korrekte Schlussfolgerung, dass die Aufwinde nicht durch den kleinen Grunauer Hügel, sondern durch das Riesengebirge ausgelöst wurden.

Nach diesem Flug wurde beschlossen, das Stromfeld zwischen Riesengebirge und Grunau auf folgende Weise zu erforschen: Sollte bei einem zukünftigen Segelflug-Wettbewerb (an dem gewöhnlich 20 bis 30 Segelflugzeuge teilnahmen) eine Moazagotl-Wolke erscheinen, werden alle Piloten verpflichtet, einen Barographen mitzuführen und einen Flugbericht auszufül-

len, der Vertikal-Bewegung sowie Höhe und Position über Grund registriert. Das Ereignis fand nach langem Warten am 21. Mai 1937 statt. Es lieferte – ohne jegliche staatlich-finanzielle Unterstützung, die es damals für solche Zwecke noch nicht gab – ein umfassendes Material von 22 Flugberichten und 66 Flugstunden im Stromfeld.

Die Kompression des Materials in einer maßstabgetreuen Auf- und Seitensicht ohne die heute übliche graphischen Überhöhung (Abb. 3-8) zeigte alternierende Auf- und Abwindfelder von etwa 8 km Wellenlänge und Vertikalbewegungen von durchschnittlich 4 bis 5 m/s. Die Wolkenbasis des Mozagotl's lag bei 5 bis 6 km Höhe. Damit war die Wellennatur des Phänomens bewiesen. Nun galt es, seinen Höhenbereich zu bestimmen und insbesondere der Frage nachzugehen, ob sich die Wellenstruktur bis zur Tropopause erstreckte. Diese Aufgabe nahm sich KÜTTNER selbst vor. Am 14. September 1937 segelte er in der vordersten Welle des Riesengebirges auf knapp 7000 m Höhe, musste aber den Flug wegen Sauerstoff-Mangels und Kälte abbrechen. Der mitgeführte Meteorograph registrierte Höhe, Feuchtigkeit, Aufstieg-Geschwindigkeit und Temperatur. In der Gipfelhöhe, die nur 2,5 km unterhalb der Tropopause lag, zeigte die Luft noch etwa 2 m/s Aufwind. Damit war angezeigt, dass das Leewellensystem sich bis zur Tropopause erstreckt und dass ein verhältnismäßig kleines Gebirge von 25 km Länge und 1,5 km Höhe die gesamte Troposphäre in Schwingung versetzen kann, wobei das Wellensystem auf einer rollenlagerähnlichen Rotorschicht von höchster Turbulenz ruht. Diese – der heutige Leser würde sagen: „experimentellen“ – Ergebnisse veranlassten LYRA, einen Schüler Ludwig PRANDTL's, die erste Theorie der internen Leewellen zu entwickeln.

Nach dem 2. Weltkrieg wurde die phänomenologische Untersuchung der Rotoren und Wellen durch die legendären und wegweisenden Projekte in der Sierra Nevada fortgeführt; einen guten Ein- und Überblick bekommt man durch den umfassenden Artikel von GRUBIŠIĆ and LEWIS (2004) und das spannende

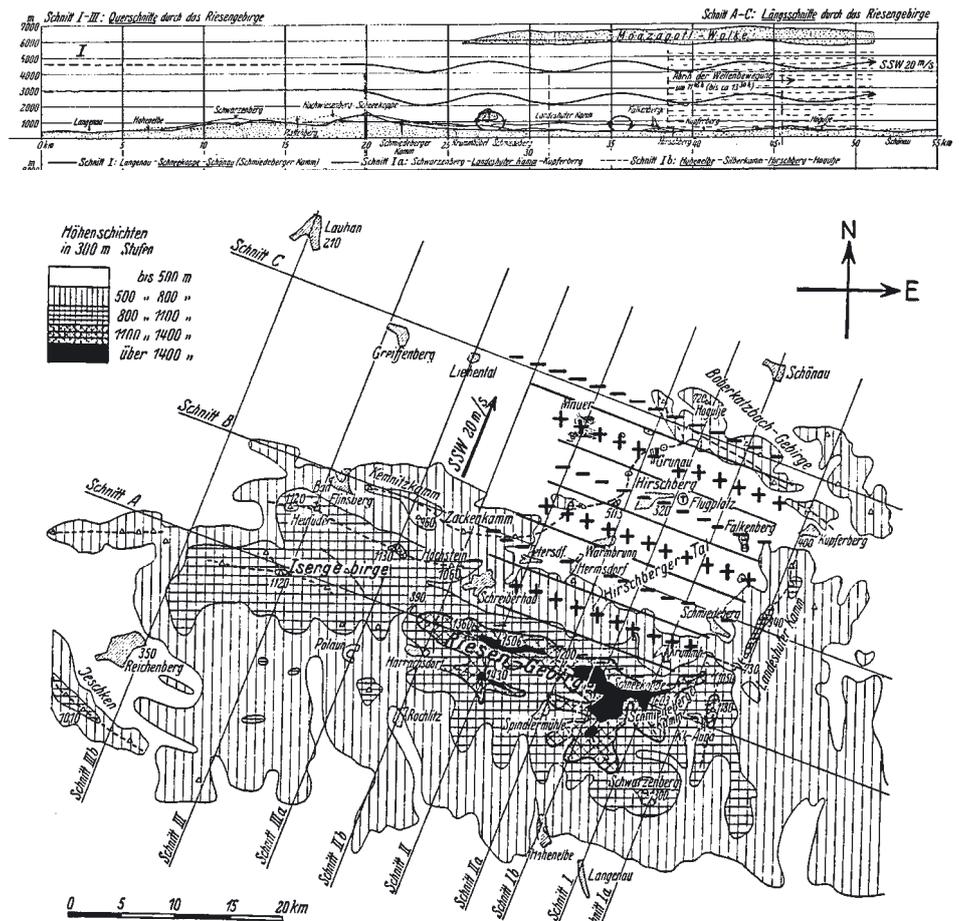


Fig. 32. Grundriß zu Fig. 31, 21. Mai 1937, vormittags. Pluszeichen: Gebiete aufsteigender Luftbewegung. Minuszeichen: Gebiete absteigender Luftbewegung.

Abb. 3-8: Erste dokumentierte dreidimensionale Struktur des gekoppelten Systems Welle-Rotor. Die Ergebnisse basieren auf simultan durchgeführten Messungen von 22 Segelflugzeugen im Lee des Riesengebirges im Mai 1937 (KÜTTNER 1938). Der Querschnitt (oben) läuft längs der Strömungsrichtung von SSW (links) nach NNW (rechts) mit einem der Pilotenperspektive entlehnten Höhen-Längen-Verhältnis von 1:1.

Buch von WHELAN (2000). In den meisten der nachfolgenden Feldprogramme (z. B. ALPEX, MAP; vgl. VOLKERT; Kapitel 8 in diesem Heft) standen zwar gebirgsinduzierte Schwerewellen und deren Brechen mit im Blickpunkt, die Entstehung und Morphologie von Rotoren und deren Wechselwirkung mit den Leewellen wurde jedoch nicht weiter erforscht. Das zeigt sich auch in der recht geringen Anzahl von wissenschaftlichen Publikationen, die sich den Rotoren widmen.

5 Wissenschaftliche Ziele von T-REX

Wie wir in den vorangegangenen Abschnitten gesehen haben, stellt das gekoppelte System Welle-Rotor noch heute große Herausforderungen sowohl an die numerische Modellierung wie auch an eine akkurate Vorhersage. Die Grunderkenntnisse über Wellen und Rotoren und ihrer Eigenschaften wurden durch die ersten Flüge im Riesengebirge und bei den Feldmesskampagnen in der Sierra Nevada gewonnen und dokumentiert. MAP führte diese Tradition 1999 fort. Während

MAP allerdings waren die gemessenen und modellierten Wellen noch verwickelter aufgebaut und unmittelbar beeinflusst durch das viel komplexere Alpenrelief. Die Ausbreitung von gebirgsinduzierten Wellen bis hinein in die mittlere Atmosphäre wird in einem der vorangegangenen *promet*-Hefte illustriert (siehe PREUSSE und DÖRNBRACK 2005).

Der regelmäßige Aufbau der Kämme der Sierra Nevada (Quasi-Zweidimensionalität) lässt einfachere Wellenstrukturen, Rotoren und Brechungsgebiete im Lee entstehen. Dies erlaubt nicht nur eine verbesserte Beobachtung, sondern auch einen genaueren Vergleich der verschiedenen Modellvorhersagen.

Das Ziel von T-REX ist eine umfassende Untersuchung des gekoppelten Systems Leewelle-Rotor-Grenzschicht. Dazu sollen insbesondere Dynamik und Struktur des Systems Welle-Rotor und ihrer Abhängigkeit von den Anströmbedingungen vermessen werden. In diesem Experiment möchte man die Entstehung, interne Struktur und die zeitliche Entwicklung von Wellen und Rotoren mit den modernsten Messgeräten in der Natur studieren. Neben drei Forschungsflugzeugen wird es ein umfangreiches Bodennetz geben. Es sollen Doppler-LIDARsysteme zur Vermessung der Aerosolrückstreuung und vor allem des dreidimensionalen Windfeldes eingesetzt werden. Windprofiler und SODARs ergänzen die bodengebundenen Fernerkundungsgeräte. Und natürlich wird es ein umfangreiches meteorologisches Messnetz aus automatischen Wetterstationen, Mikrobarographen, Strahlungsmessungen und Flussmessungen geben. Die Wind und Temperaturprofile stromauf werden mittels Ballonmessungen bestimmt.

Die modernen und leistungsfähigen Rechner ermöglichen es heutzutage außerdem, die Rotoren mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung zu simulieren. Inwiefern das im echtzeitnahen Vorhersagemodus möglich sein wird, ist eine der spannenden Fragen des Experimentes T-REX.

6 Ausblick

Neben der wissenschaftlichen Erforschung des Phänomens Welle-Rotor bei T-REX und der daraus zu erwartenden Verbesserung ihrer numerischen Modellierung und Vorhersage ist sicherlich die Verbreitung moderner Erkenntnisse über die Wellen und Rotoren von entscheidender Wichtigkeit. Die genaue Kenntnis des Strömungszustandes in der Nähe von Gebirgen ist notwendig, um Flugunfälle in der allgemeinen und kommerziellen Luftfahrt zu vermeiden. Die Mountain-Wave Projektgruppe der OSTIV (<http://www.mountain-wave-project.de>), der erfahrene Sportpiloten und Flugmeteorologen angehören, nutzen Lehrbeispiele

bei ihren Fachvorträgen und Seminaren, um auf die unmittelbaren Gefahren durch Wellen und Rotoren hinzuweisen. Basierend auf eigenen Erfahrungen empfehlen sie Alternativen und verweisen auf ihre routinemäßig erstellte Turbulenzvorhersagen und die empirische Rotorendatenbank. Die Einordnung und Klassifikation der Rotoren leistet somit einen unmittelbaren Beitrag zu Flugsicherheit.

Literatur

- CLARK, T. L., W. D. HALL, R. M. KERR, D. MIDDLETON, L. RADKE, F. M. RALPH, P. J. NEIMAN, D. LEVINSON, 2000: Origins of aircraft-damaging clear-air turbulence during the 9 December 1992 Colorado downslope windstorm: Numerical simulations and comparison with observations. *J. Atmos. Sci.* **57**, 1105-1131.
- DOYLE, J. D., D. R. DURRAN, 2002: The dynamics of mountain-wave induced rotors. *J. Atmos. Sci.* **59**, 186-201.
- GILL, A. E., 1982: Atmosphere-ocean dynamics. *Academic Press*, 662 S.
- GRABOWSKI, W. W., P. K. SMOLARKIEWICZ, 2002: A multiscale anelastic model for meteorological research. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 939-956.
- GRUBIŠIĆ, V., J. M. LEWIS, 2004: Sierra wave project revisited – 50 years later. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **85**, 1127-1142.
- HERTENSTEIN, R. F., J. P. KUETTNER, 2005: Rotor types associated with steep lee topography: Influence of the wind profile. *Tellus A* **57**, 117-135.
- KÜTTNER, J., 1938: Moazagotl und Föhnwelle. *Beitr. Phys. fr. Atmos.* **25**, 79-114.
- PREUSSE, P., A. DÖRNBRACK, 2005: Interne Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre. *Promet* **31**, 53-55.
- SCORER, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **75**, 41-56.
- SMITH, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*. **21**, 87-230.
- WHELAN, R. F., 2000: Exploring the monster. Mountain lee waves: The aerial elevator. *Wind Canyon Books, Inc.*, Niceville, Florida, USA, 196 S.

Internet-Links

- Druckversion des Selbstlern-Kurses „Mountain waves and downslope winds“:
<http://meted.ucar.edu/mesoprims/mtnwave/print.htm#1>
- Mountain-Wave Projekt Gruppe der OSTIV:
<http://www.mountain-wave-project.de>
- Das Perlan-Projekt:
<http://www.firnspiegel.com/perlan/>
- NRL Mountain Wave Forecast Model:
<http://uap-www.nrl.navy.mil/dynamics/html/mwfm.html>
- DLR Aktivitäten im Rahmen von T-REX:
<http://www.pa.op.dlr.de/arctic/projects.html>
- T-REX Seite
<http://www.joss.ucar.edu/trex>

C. KOTTMEIER, F. FIEDLER

4 Vertikaler Austausch über Mittelgebirgen

Vertikal exchange above low mountains

Zusammenfassung

Der vertikale Austausch über Mittelgebirgen wird sowohl durch dynamische als auch thermisch induzierte Prozesse verursacht. Die dynamischen Vorgänge bei der Bergüberströmung werden kurz vorgestellt. Der konvektive vertikale Austausch wurde bei zwei ausführlichen Messprogrammen (ESCOMPTE in Südfrankreich im Jahr 2001 und VERTIKATOR in Südwestdeutschland im Jahr 2002) untersucht. Von beiden Programmen stehen bodennahe Messungen der turbulenten Flüsse sowie aerologische wie auch flugzeuggebundene Messungen zur Verfügung. Der Einfluss des Berglands wirkt sich vor allem durch die intensivere Strahlungserwärmung höherer und exponierter Flächen mit der Folge aus, dass sich (a) sekundäre Windsysteme ausbilden, die zur Auslösung von Gewitterkonvektion beitragen, und (b) höhere konvektive Grenzschichten entwickeln. Die Modelldarstellung der Konvektionsauslösung und des konvektiven Niederschlags erfordert eine Maschenweite, die 3 km nicht überschreiten sollte.

Abstract

The vertical exchange above low mountains is induced by both dynamical and thermo-dynamical processes. The dynamical mechanisms acting in flow across mountains are briefly introduced. The convective part of vertical exchange was studied during two intensive measuring campaigns (ESCOMPTE in southern France in 2001 and VERTIKATOR in south-western Germany in 2002). Near surface measurements of the turbulent fluxes as well as aerological and airborne data are available from the campaigns. The influence of the mountainous terrain is mainly acting through more intense radiative heating of higher and more exposed surfaces. This leads (a) to the formation of secondary flow systems, which contribute to the generation of thunderstorms, and (b) to an increase of the boundary layer depth. Realistic simulations of the generation of convection and of convective precipitation requires horizontal grid sizes below 3 km.

1 Einleitung

Mittelgebirgsregionen mit Gipfelhöhen bis etwa 1500 m stellen neben den Tief-/Flachländern und Hochgebirgen eine typische Landschaftsform dar. Trotz vielfältiger Unterschiede bezüglich Gebirgsformen, Gipfelhöhen, Landnutzung, Bodeneigenschaften und makroklimatischer Einflüsse sind auch eine Reihe von Gemeinsamkeiten für Mittelgebirge gegeben. Diese machen sie zu interessanten Gebieten für meteorologische Studien mit dem Ziel einer systematischen Erweiterung der Kenntnisse über die Wechselwirkung zwischen Landoberflächen und der Atmosphäre, die bislang weitgehend aus Untersuchungen über ausgedehnten ebenen Flächen stammen. So beeinflusst die Hangneigung und -orientierung in jeweils ähnlicher Weise die Verfügbarkeit solarer Strahlung für Energieumsetzungen an der Oberfläche. Die damit verbundene differentielle Erwärmung führt zur Ausbildung von lokalen Hangwindssystemen oder Berg-/Talwindzirkulationen. Die Geländeform bedingt auch typische Landnutzungsunterschiede mit Siedlungs- und Industrieflächen sowie landwirtschaftlicher Nutzung in tieferen und flacheren Regionen und Waldbeständen in höheren Lagen. Daraus ergeben sich systematisch unterschiedliche Auswirkungen auf die Verdunstung und den Strahlungshaushalt innerhalb einer Mittelgebirgslandschaft gegenüber dem Flachland oder einer Hochgebirgsregion.

Der vertikale Austausch zwischen Erdoberfläche, Grenzschicht und der freien Troposphäre ist eine wichtige Größe für den Wasserkreislauf, für das Regional-klima sowie für die Umverteilung von Spurenstoffen. In klimatologischen Niederschlagsverteilungen zeichnen sich alle Mittelgebirge markant ab. Niederschlagsradar- und Blitzortungsdaten zeigen, dass hochreichende Konvektion bevorzugt über Mittelgebirgen ausgelöst wird. Die damit einhergehenden Ereignisse wie Sturm, Hagel und Blitze mit entsprechenden Folgen für Menschen und Sachwerte unterstreichen die Bedeutung der Konvektion über Mittelgebirgen. An Bergen induzierte konvektive Niederschläge machen den größten Teil des Sommerniederschlags aus und können lokal signifikant zur Auslösung von Hochwasser beitragen. Hochreichende Konvektionssysteme können auch einen sehr effektiven vertikalen Austausch von Spurenstoffen innerhalb der Troposphäre verursachen. Ein entlastender Einfluss hinsichtlich der bodennahen Schadstoffkonzentration kommt dem vertikalen Austausch in der atmosphärischen Grenzschicht zu.

Die Prozesse, die in Mittelgebirgsregionen einen vertikalen Austausch bewirken, lassen sich grob in zwei Kategorien unterteilen. Der *dynamische Austausch* steht in enger Beziehung zur Strömungsmodifikation durch die Orografie, bei der Auftriebseffekte nur modifizierend einwirken. Demgegenüber wird *konvektiver Austausch* meist über aufgeheizten Oberflächen durch in-

duzierte Auftriebskräfte verursacht. Dieser Austausch entwickelt sich auch ohne mittleren Grundstrom, steht dann aber in Rückkopplung mit auftriebsinduzierten Strömungseffekten, z. B. Hangwindssystemen (ADRIAN und FIEDLER 1991; BARTHLOTT et al. 2005). Beide Typen sind mit unterschiedlichsten Phänomenen verbunden, die von der orografischen Beeinflussung der Mikroturbulenz bis zur Ausbildung von Gebirgszirkulationen reichen. Solche Zirkulationen bewirken im Mittel über Gebiete von etwa 100 km² und mehr und Zeiträume von mehreren Stunden einen effektiven Vertikaltransport von Eigenschaften der bodennahen Luftmassen in die mittlere und obere Troposphäre und umgekehrt. Der konvektive Vertikaltransport steht im folgenden im Vordergrund und wird anhand der Ergebnisse der Feldexperimente ESCOMPTE im Jahr 2001 und VERTIKATOR im Jahr 2002 eingehender behandelt.

2 Dynamischer Austausch

Bergiges Gelände lässt sich strömungsdynamisch als eine Grenzfläche mit sehr großen Strömungshindernissen in unregelmäßiger Größe und Abfolge auffassen. Bereits bei ebenem Gelände bilden sich stromabwärts von Rauigkeitsänderungen interne Grenzschichten aus, die mit anwachsender Schichtdicke den an die neue Rauigkeit angepassten Bereich umfassen. Auch durch unterschiedlich warme Erdoberflächen entstehen in ähnlicher Weise interne Grenzschichten, in denen die Austauschintensität durch Auftriebsproduktion von Turbulenzenergie an der Erdoberfläche gekennzeichnet ist. Der mittlere turbulente Vertikaltransport übertrifft dabei im allgemeinen den Wert über einer ausgedehnten homogenen Fläche der gleichen mittleren Oberflächentemperatur oder Rauigkeit (MAI et al. 1996; VON SALZEN et al. 1996). Es wurden verschiedene Verfahren entwickelt, um für idealisierte oder reale Inhomogenitäten mittlere Flüsse zu berechnen (VON SALZEN et al. 1996; BALDAUF und FIEDLER 2003).

Es ist schwierig abzuschätzen, wie groß der mittlere dynamische Austausch über einer bergigen Region ist. Das Konzept der internen Grenzschichten ist nicht unbegrenzt weiter anwendbar, da die Hebungsvorgänge nicht mehr durch die Geschwindigkeitsskala turbulenter Wirbel bestimmt werden, sondern durch die Überströmung der Hindernisse. Für eine Folge von Hügeln konnte gezeigt werden (HUNT und SNYDER 1980), dass das Windprofil sich dabei einem Profil annähert, das über einer raueren Grenzfläche unter Berücksichtigung einer Verdrängungsdicke zu beobachten ist. Falls die Vertikalauslenkungen über dem Hindernis höher als die Grenzschichtdicke h selbst sind, folgt die Grenzschicht deshalb mehr oder weniger den mittleren Geländehöhen H , was im Vergleich zum Flachland zu einem turbulenten Austausch bis zur Höhe $h + H$ führt.

Das Verhalten der Strömung über Bergen wird neben der Hindernishöhe H und -breite L sowie der Anströmgeschwindigkeit U auch von der Dichteschichtung der unteren Atmosphäre bestimmt. Das Verhältnis von Trägheitskräften zu Auftriebskräften bei stabiler Schichtung lässt sich durch die sogenannte interne Froudezahl $Fr_1 = \pi U / (N L)$ oder in modifizierter Form $Fr_2 = U / (N H)$ ausdrücken. Dabei ist die Brunt-Väisälä-Frequenz N die natürliche Schwingungsfrequenz ausgelenkter Luftvolumina bei einer stabilen Schichtung. Eine Verlagerung der Oszillation mit U führt zur Ausbreitung einer Welle mit der Wellenlänge $2\pi U/N$. Da die „Wellenlänge“ der Orografie $2L$ ist, kann Fr_1 als das Verhältnis der natürlichen Wellenlänge der Luftbewegung zur Wellenlänge der Orografie aufgefasst werden. Demzufolge kommt es froudezahlabhängig zu unterschiedlichen Strömungszuständen, wie sie auch durch Messungen bestätigt wurden (z. B. DAVID und KOTTMEIER 1986; KUNZ und KOTTMEIER 2006). Für den Idealfall eines einzelnen Bergs dominiert bei Froudezahlen $Fr_1 \ll 1$ die Umströmung des Hindernisses mit Ausbildung eines Stagnationsbereichs und Strömungstrennung auf der Luvseite. Bei anwachsender Froudezahl ($Fr_1 \sim 0,4$) werden Berge z. T. auch überströmt und auf der Leeseite bilden sich Wellen aus. Der Resonanzfall $Fr_1 \sim 1,0$ ist mit der Bildung von stehenden Leewellen großer Amplitude verbunden, die sich unter Umständen durch die ganze Troposphäre ausbreiten können. So wurden von Segelfliegern über Mittelgebirgen von nur 350 m Höhe (Deister und Elm in Niedersachsen) schon Höhen bis 8 km erreicht, was für den Segelflug ausreichende Vertikalwinde von 1 m/s voraussetzt. Die Wellen zeigen oft eine luvwärtige Phasenverschiebung mit der Höhe. Der Resonanzfall ist gleichzeitig derjenige mit größtem Wellenwiderstand und damit verbundenem Entzug von mittlerem Impuls. Abhängig von der aktuellen thermischen Schichtung und der vertikalen Windscherung kann es in bestimmten Höhen zur Dämpfung oder zum Brechen von internen Wellen kommen, z. B. durch Kelvin-Helmholtz-Instabilität, so dass in diesen Höhen der turbulente Austausch erheblich verstärkt wird. Im Lee der Hindernisse bilden sich bei $Fr_1 \sim 1,0$ in niedrigen Höhen transversale Rotoren mit heftiger Turbulenz (vgl. DÖRNBRACK et al.; Kapitel 3 in diesem Heft). Bei noch längeren natürlichen Wellen bzw. größeren Froudezahlen kommt es leeseits der Gipfel u. U. zu einer Ablösung der Grenzschichtströmung über eine typische Entfernung von $\ell = L$ und einer bodennahen Rückströmung. Bei annähernd neutraler Schichtung bzw. sehr hohen Windgeschwindigkeiten ($Fr_1 \gg 1$) wirken sich die Hindernisse nur über geringe Entfernungen von bis zu etwa drei Hindernishöhen aus. Über dem Hindernis kommt es zu einer Geschwindigkeitserhöhung, hinter dem Hindernis zunächst zu einer Ruhezone und weiter stromab zu einer turbulenten Nachlaufströmung bis zu einer Entfernung von mehreren Hindernisbreiten.

Auch bei komplexer Orografie lassen sich die Grundtypen der Hindernisüberströmung oft wiederfinden.

Hinzu kommen aber Phänomene, die durch Kanalisierung in Längstätern und der Beschleunigung der Strömung bei Querschnittsverengung wie beispielsweise über Sattellagen zwischen zwei Bergen geprägt sind. Die Querüberströmung von Tälern unterschiedlicher Geometrie kann sowohl talparallele Winde (WIPPERMANN 1984) wie auch Querkirkulationen hervorruhen. Ist die Grenzschichtströmung durch eine Inversionsschicht in der Höhe h_i nach oben begrenzt, wirken sich die Hindernisse vor allem in der Grenzschicht selbst aus und der vertikale Austausch ist höhenmäßig durch h_i begrenzt. Anstelle der Berghöhe H kann jetzt die Schichtdicke der Strömung bis zur Inversionshöhe als charakteristisches Längenmass in die Froudezahl eingesetzt werden. Ähnlich wie bei einer Wasserströmung mit geringer Dicke kommt es zu den Strömungszuständen fließender Strömung (Anströmfroudezahl $Fr_{an} = U / (N (h_i - H)) \ll 1$) oder schießender Strömung ($Fr_{an} \gg 1$). Große Froudezahlen Fr_{an} bewirken eine gleichmäßige Überströmung mit annähernd symmetrischem Stromlinienbild ohne Bildung von Schwellen. Bei luvseitigen Froudezahlen $Fr_{an} < 1$ wird die Strömung stromab des Gipfels beim Übergang vom unterkritischen zum überkritischen Zustand stark beschleunigt und schießt mit hoher Geschwindigkeit ($Fr > 1$) in geringer Schichtdicke bis zu einem stromab gelegenen hydraulischen Sprung. Hier erfolgt abrupt eine Zunahme der Schichtdicke und Abnahme der Geschwindigkeit und damit ein Übergang in den unterkritischen Zustand. Sehr flache Grenzschichten ($h_i < H$) sind mit Hindernisumströmung und Ausbildung von ablösenden Wirbeln auf der Leeseite verbunden.

Die Bedeutung der Froudezahl für den Strömungszustand hat, wie KUNZ und KOTTMEIER (2006) zeigen konnten, auch für die orografisch beeinflusste Niederschlagsbildung bei der Bergüberströmung einen wichtigen Einfluss. Für niedrige Froudezahlen $Fr \approx 1$ ist demnach aufgrund der dominierenden Bergumströmung die orografisch bedingte Niederschlagszunahme erheblich geringer als im Fall hoher Froudezahlen. Da Niederschlag ebenfalls mit einer vertikalen Umverteilung von Wasser in verschiedenen Phasen verbunden ist, folgt hieraus ein weiterer Mechanismus des vertikalen Austauschs mit deutlichen Unterschieden zu ebenem Gelände.

3 Konvektiver Austausch

Konvektiver Austausch ist im allgemeinen deutlich effizienter als dynamischer Austausch und erstreckt sich bei Wolkenbildung und insbesondere hochreichender Konvektion auch bis in die mittlere und obere Troposphäre.

Für die Entwicklung von Konvektion und konvektiven Niederschlägen sind drei wesentliche Voraussetzungen notwendig: ein Auslöseprozess durch Erhitzung der

Erdoberfläche oder Hebung der entsprechenden Luftmasse, eine ausreichende Feuchte in der Atmosphäre und eine Dichteschichtung in der freien Atmosphäre, welche die Hebung bis in ausreichende Höhen zulässt. Die Bereitstellung der Feuchte und die Hebung von Luftmassen erfolgt sowohl durch synoptische Systeme mit einer Ausdehnung von $d \approx 1000$ km, durch regionale Systeme ($d \approx 50$ km) als auch durch kleinräumige Austauschvorgänge auf der Skala von nur einigen Kilometern. Den regionalen und lokalen Systemen kommt bei konvektiven Wetterlagen häufig eine Schlüsselrolle zu, da durch sie die Konvektion nur an bestimmten Stellen ausgelöst wird, auch wenn die großräumigen Bedingungen für eine Konvektionsentwicklung weitgehend ähnlich sind.

Wichtig für die Auslösung, die zeitliche Entwicklung und die Intensität der regionalen Systeme ist es, wie sich die verfügbare Strahlungsenergie am Erdboden auf den fühlbaren bzw. latenten Wärmestrom verteilt. Ersterer führt zu einer Erhöhung der Lufttemperatur, der zweite zu einer Erhöhung der Feuchte in der Atmosphäre. Die Aufteilung der Strahlungsenergie wiederum hängt von den Erdboden- und Oberflächeneigenschaften ab. Regionale, thermisch induzierte Windsysteme entstehen besonders in Verbindung mit der Orografie. Dabei kommt es häufig über den Berg Rücken zu Konvergenz mit starken Aufwinden und zur Auslösung von Konvektion.

Zwei umfangreiche Messprogramme, die sich u. a. mit dem konvektiven Vertikaltransport über Mittelgebirgen befassten, waren die Vorhaben ESCOMPTE (*Expérience sur site pour contraindre les modèles de pollution atmosphérique et de transport d'émissions*; CROS et al. 2004) und VERTIKATOR (*Vertikaler Austausch und Orografie im Atmosphärenforschungsprogramm des BMBF AFO 2000*; FIEDLER et al. 2005). Beide Projekte gaben die Möglichkeit, den konvektiven Vertikaltransport durch boden- und flugzeuggestützte Messungen detailliert zu untersuchen.

3.1 Konvektiver Austausch von Spurenstoffen über Mittelgebirgen bei ESCOMPTE 2001

Das unter französischer Koordination durchgeführte Forschungsvorhaben ESCOMPTE diente der Gewinnung eines geeigneten Datensatzes zur Überprüfung und Verbesserung von Modellen, mit denen der Transport und die chemischen Umwandlungen von Luftschadstoffen über komplexer Orografie in Küstenregionen realistisch dargestellt werden können. Es war Ziel des Programms, die dreidimensionalen Verteilungen atmosphärischer und chemischer Größen sowie deren zeitliche Variationen zu erfassen. Das Messprogramm fand unter Beteiligung des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) Karlsruhe im Juni und Juli 2001 im Großraum Marseille statt. In diesem Gebiet treten in den Sommermonaten regelmäßig Si-

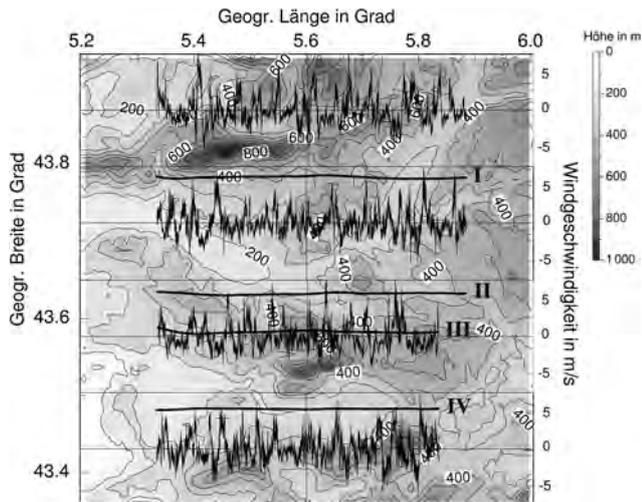


Abb. 4-1: Vertikalgeschwindigkeiten auf den Flugabschnitten I bis IV (dick ausgezogen) in einer Höhe von 950 m am Nachmittag des 17. Juni 2001.

tuationen mit großer Belastung der Atmosphäre mit Spurenstoffen auf, die ihre Ursache in den Emissionen der Millionenstadt Marseille und ihrer industrialisierten Umgebung haben. Die turbulente Diffusion und der Transport erfolgen in dieser Region unter dem Einfluss verschiedener komplexer Windsysteme: der regionalen Strömungskanalisation im Rhôneal (Mistral) (CORSMIEIER et al. 2005), dem tagesperiodischen Land-Seewindsystem und einem überlagerten Gebirgswindsystem über den französischen Seealpen. Das IMK (Bereich Troposphäre) beteiligte sich unter anderem mit dem Forschungsflugzeug DO-128, zwei Radiosondenstationen und verschiedenen Bodenmessstationen an ESCOMPTE. Insgesamt kamen sieben Flugzeuge, 23 Bodenstationen, 20 Fernerkundungssysteme und zwei Schiffe zum Einsatz.

Ein Ziel war es, den Vertikalaustausch von Spurenstoffen durch Konvektion in der Region zu untersuchen. Aufgrund der hohen Sonneneinstrahlung und der relativ trockenen Erdoberfläche entwickelt sich an Sommertagen über den voralpinen Mittelgebirgen des ESCOMPTE-Gebietes regelmäßig intensive Konvektion. Die Messungen am 17. Juni 2001 dokumentieren eine solche Situation bei nordwestlichem Wind und Grenzschichthöhen von 2000 m. In diesem Fall traten keine hohen Spurenstoffkonzentrationen auf, da die emittierten Spurenstoffe über das Mittelmeer verfrachtet wurden. Die Messungen eignen sich aber sehr gut für Untersuchungen der Turbulenzstruktur und der Grenzschichtentwicklung (HASEL et al. 2005). Bei einem Messflug über dem Randbereich der Alpen am Nachmittag wurden in Höhen von etwa 950 m, 1700 m und 3000 m identische Flugmuster geflogen. Dabei traten sehr intensive Auf- und Abwinde mit bis zu 8 m/s über den Gebirgszügen des Mt. St. Victoire (1011 m) und Luberon (1125 m) sowie dem Durancetal auf (Abb. 4-1). Die Aufwinde waren mit deutlich erhöhten NO_2 -Werten verbunden, da sie die bodennah emittier-

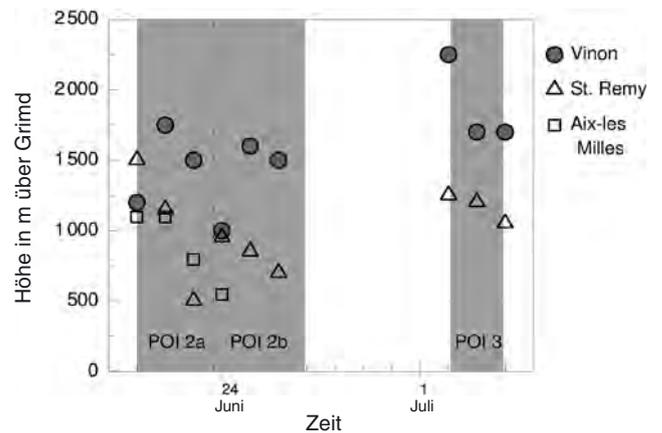


Abb. 4-2: Grenzschichthöhen über dem Rhônedelta (St. Remy, Aix-les Milles) und dem Bergland (Vinson) während der Intensivmessphasen (grau hinterlegt) des ESCOMPTE-Experiments. Die Festlegung erfolgt anhand von Temperatur- und Feuchteprofilen aus Radiosondenaufstiegen an den Stationen.

ten Stoffe aufwärts transportierten (HASEL et al. 2005). Dagegen waren die ebenfalls sehr heftigen Abwinde trockener als die Umgebungsluft, was auf die Einmischung trockener Luft aus Höhen oberhalb von 2 bis 3 km zu erklären ist.

Eine Photosmogsituation war während ESCOMPTE zwischen dem 24. und 27. Juni 2001 gegeben. Am 25. Juni 2001 setzte in den Vormittagsstunden an der Küste der Seewind ein, der die von Marseille und seinen umgebenden Industriegebieten emittierten Stoffe landeinwärts transportierte. Gleichzeitig erfolgte bei zunehmender Sonneneinstrahlung photochemische Ozonbildung, durch die die Stickoxidkonzentration in der belasteten Luftmasse reduziert wurde. Während an diesem Tag an den Küstenstationen maximale Konzentrationen von knapp $140 \mu\text{g}/\text{m}^3$ gemessen wurden, traten 50 km landeinwärts über den Mittelgebirgen am Alpenrand fast $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf. Die aus Radiosondendaten abgeleiteten Durchmischungstiefen (Abb. 4-2) differieren um bis zu +1000 m zwischen den Randbergen der Alpen (Vinson) und dem Rhôneal (St. Remy und Aix-les Milles). Die Unterschiede sind im Wesentlichen auf die stärkere Erwärmung und die verstärkte Konvektion im Bergland zurückzuführen. Die größere Durchmischungstiefe bewirkt einen Verdünnungseffekt für die advehierten und lokal emittierten Schadstoffe.

Am 25.6.2001 wurden mit mehreren Messflugzeugen zu verschiedenen Zeiten auf jeweils ähnlichen Flugmustern die räumlichen Verteilungen der Spurenstoffe und meteorologischen Größen erfasst. Der Flug der DO-128 in einer Höhe von 800 m bis 900 m zeigt, dass die bodennah gemessenen Ozonwerte den Werten in der Grenzschicht in erster Näherung entsprechen (Abb. 4-3; KALTHOFF et al. 2005a). Dies dokumentiert ebenfalls die Vermischungsvorgänge, die durch konvektive Wirbel erfolgen und tagsüber effizient die gesamte Grenzschicht beeinflussen. Hierbei erreicht in

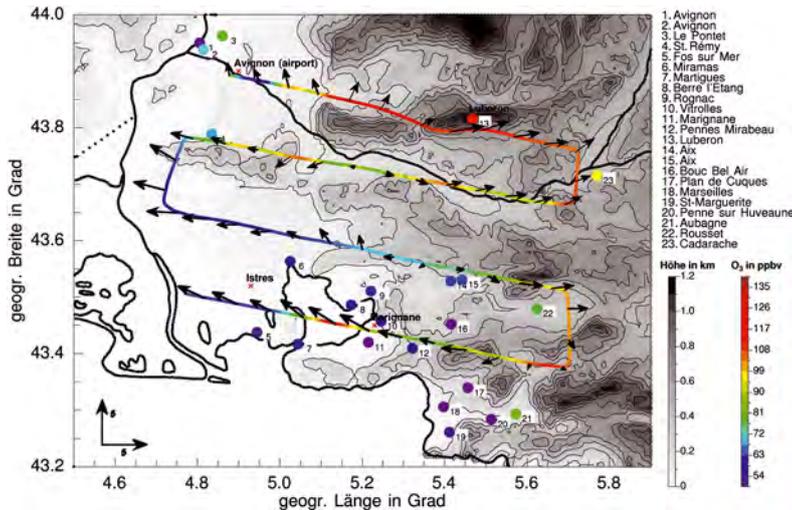


Abb. 4-3: Verteilung der Ozonkonzentration aus bodennahen Messungen des AIRMARAIX-Messnetzes und aus Messungen der DO-128 mit den gemessenen Windvektoren (Referenzpfeil 5 m/s) am Nachmittag des 25. Juni 2001 in 920 m Flughöhe. Die Einzelpunkte geben die am Boden gemessenen Stundenmittelwerte von Ozon an.

Aufwindgebieten bodennahe stickoxidbelastete Luft innerhalb von wenigen Minuten die obere Grenzschicht. Bei den hier untersuchten Photosmogssituationen dominieren aufwärtsgerichtete turbulente Stickoxidflüsse. Der konvektive Ozontransport ist dagegen teils aufwärts und teils abwärts gerichtet. Dies ist durch die quellferne Bildung von Ozon aus den Vorläufergasen zu erklären. Das Maximum des Ozons liegt dabei abgehoben vom Boden innerhalb der Grenzschicht und der sich ausbildende Vertikalgradient des Ozons führt zu einem konvektiven Abwärtstransport des Gases zur Erdoberfläche. Die Abwinde dagegen beziehen oft Luft aus der schadstoffarmen Luft oberhalb der Grenzschicht mit ein. Die verstärkte Konvektion bewirkt infolgedessen auf zweifache Weise eine Reduktion der hohen Schadgaskonzentrationen in Bodennähe durch Ausdehnung des Durchmischungsraums und durch Entrainment unbelasteter Luft aus der freien Atmosphäre. Auch in 800 m sind noch deutlich kleinräumige Variationen zu erkennen, da die Aufwinde sehr unterschiedlich mit bodennah emittierten Stoffen, vor allem durch Verkehrsemissionen, beladen sind. Dagegen bleibt die Atmosphäre in 2800 m Höhe unbeeinflusst.

3.2 Auslösung flacher und hochreichender Konvektion über Mittelgebirgen bei VERTIKATOR

Das Messprogramm VERTIKATOR wurde im Mai und Juni 2002 im Schwarzwald und unmittelbar daran anschließend am nördlichen Alpenrand durchgeführt. Ziele war es dabei, den orografischen Einfluss auf die Auslösung von Konvektion und die mit ihr verbundenen Vertikaltransporte von Energie und Wasser zu untersuchen. Die Messungen sollen vor allem zur verbesserten Darstellung der Prozesse in numerischen Modellen genutzt werden.

Hierbei erfolgten an Bodenstationen Messungen aller Komponenten der Energiebilanz am Erdboden (Abb. 4-4). Mit Fernerkundungssystemen (Dopplersodar, Wind-Temperatur-Radar) wurde die Vertikalstruktur der regionalen Windsysteme vermessen. Um die zeitliche Entwicklung und räumliche Struktur konvektiver Elemente zu verfolgen, wurden Fallsonden von oben in die Konvektionszellen (Cumuluswolken) abgeworfen. Die Messungen der fünf eingesetzten Messflugzeuge erfassten die räumliche Verteilung von Wind, Temperatur und Feuchte im gesamten Messgebiet sowie innerhalb und außerhalb konvektiver Zellen. Mit Hilfe von Radiosonden wurde der Vertikalaufbau der Troposphäre erfasst. Infrarotmessungen der Satelliten METEOSAT und NOAA wurden genutzt, um Tagessgänge der Landoberflächentemperatur (LST) für das gesamte Messgebiet zu bestimmen (SCHROEDTER et al. 2003).

Während der Messkampagne im Nordschwarzwald konnte ein breites Spektrum unterschiedlicher konvektiver Wettersituationen von flacher Kumuluskonvektion (z. B. 31. Mai, 1. und 3. Juni 2002) bis zu hochreichender Konvektion (19. und 20. Juni 2002) vermessen werden. Die Unterschiedlichkeit der Fälle lässt sich durch die Werte der „konvektiv verfügbaren potentiellen Energie“ (CAPE) kennzeichnen. Die CAPE ist ein Konvektionsindex, der durch die Temperatur-

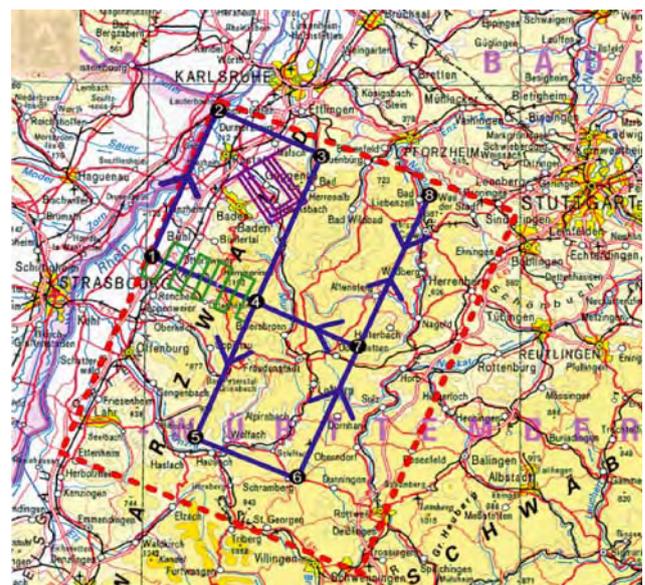


Abb. 4-4: VERTIKATOR-Messgebiet (ca. 100 km x 70 km, rot gestrichelte Linie) und projizierter Flugweg des Forschungsflugzeugs DO128 (blaue Linie). Die Boden-, Radiosonden- und Fernerkundungsstationen waren überwiegend entlang der Linie 1-4-7 installiert. Die Flugmuster zweier weiterer Messflugzeuge sind in grün (Hornisgrindegebiet) und violett (Murgtalausgang zum Rheintal) eingezeichnet.

und Feuchtestruktur der Troposphäre bestimmt wird und die Bereitschaft zu hochreichender Konvektion angibt, nachdem die Auslösetemperatur am Boden erreicht ist. Die CAPE liegt beispielsweise am 19. Juni deutlich über den Werten am Anfang des Monats (Abb. 4-5). Die räumlichen Unterschiede zwischen dem Rheingraben (Freistett, 120 m NN) und dem östlichen Nordschwarzwald (Horb, 515 m NN) an den einzelnen Tagen sind aber vergleichsweise gering. Konvektion trat dann allerdings fast ausschließlich über dem Nord- und Südschwarzwald und über den Vogesen auf (Abb. 4-6; KALTHOFF et al. 2005b). Am Nachmittag des 19. Juni entstand über dem oberen Murgtal eine Gewitterzelle mit Niederschlägen bis 20 mm, wie das Radarbild (Abb. 4-7) des Karlsruher Niederschlagsradars zeigt (BERTRAM et al. 2004). Im Rheingraben fiel dagegen bis zum späten Abend kein Niederschlag.

Mit Hilfe der umfassenden VERTIKATOR-Daten wurde eine Detailanalyse vorgenommen, die die Ursachen für die Auslösung der Konvektion über dem Schwarzwald liefert. Konvektion kann dadurch ausgelöst werden, dass die bodennahe Lufttemperatur die so genannte Auslösetemperatur erreicht oder überschreitet, so dass bodennahe Luftmassen aufsteigen können. Mit Satellitenmessungen lassen sich die Temperaturverhältnisse kontinuierlich und flächendeckend überwachen und räumliche Strukturen quantitativ erfassen. Temperaturunterschiede von mehr als 5 °C sind häufig schon über unterschiedlicher Landnutzung anzutreffen (Abb. 4-8). Für den 19. Juni wurde die Differenz zwischen der bodennahen Temperatur und der Auslösetemperatur, ΔT , zu verschiedenen Zeiten als Funktion der Stationshöhe berechnet (Abb. 4-9).

Diese Bedingung für die Auslösung von Konvektion ist um 10 und 12 UTC nur an Stationen oberhalb von etwa 850 m NN erfüllt. Außerdem zeigt die räumliche Verteilung von ΔT um 12 UTC, dass dieses Gebiet im Wesentlichen die Hornisgrinde und das obere Murgtal umfasste (Abb. 4-4). Für die Auslösung von Konvektion stellte sich die Kombination mehrerer fördernder Einflüsse als wesentlich heraus. Die frühere Erwärmung in den Hochlagen ist auch dadurch zu erklären, dass die nachts gebildete Kaltluft durch die Täler in die tieferen Lagen abfließen konnte. Die nächtlichen Bergwinde sind im Schwarzwald sehr typisch und haben zum Teil eigene Namen erhalten, z. B. als „Höllentäler“ im Südschwarzwald bei Freiburg.

Am späten Vormittag des 19. Juni traten im Bereich des mittleren Nordschwarzwaldes über dem Gipfel der Hornisgrinde und ostwärts davon auf Teilabschnitten des Flugweges der DO-128 sehr hohe vertikale Feuchte Transporte auf (Abb. 4-10), was zu einer Anreicherung von Feuchte in der Grenzschicht führte. Im Rheingraben dagegen waren die vertikalen Feuchte Transporte in der entsprechenden Höhe über Grund nahezu vernachlässigbar.

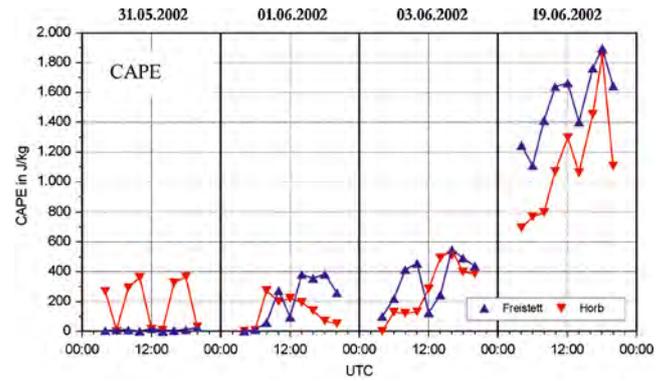


Abb. 4-5: Konvektiv verfügbare potentielle Energie (CAPE) an verschiedenen VERTIKATOR-Messtagen im Rheingraben (Freistett, 120 m NN) und im östlichen Schwarzwald (Horb, 515 m NN).

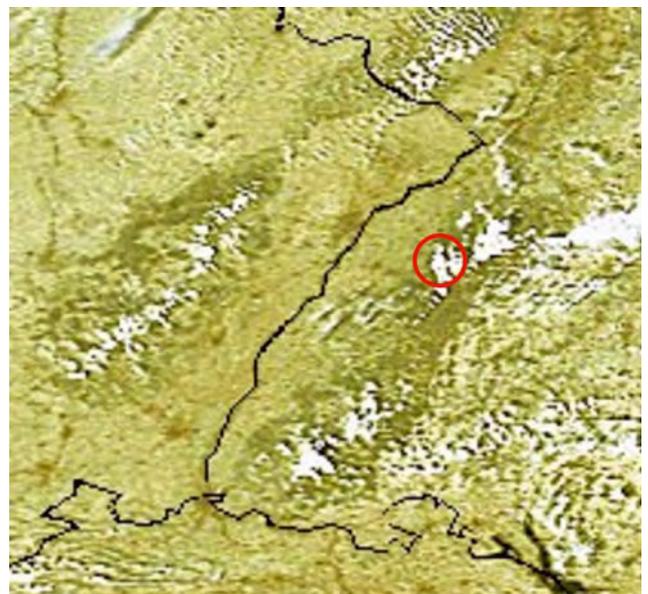


Abb. 4-6: NOAA-Satellitenaufnahme vom Oberrheingraben am 19. Juni 2002 um 12:26 UTC. Der rote Kreis kennzeichnet den Bereich, in dem sich am Nachmittag eine Gewitterzelle mit Niederschlag bildete (s. Abb. 4-7).

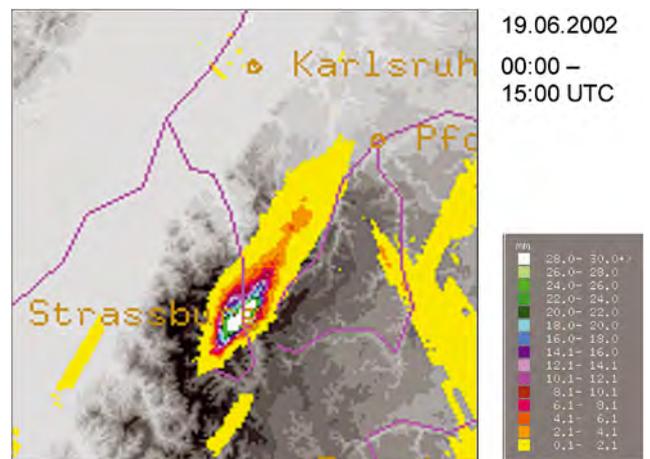


Abb. 4-7: Niederschlagssumme von 0 bis 15 UTC am 19. Juni 2002, gemessen mit dem Niederschlagsradar am Forschungszentrum Karlsruhe.

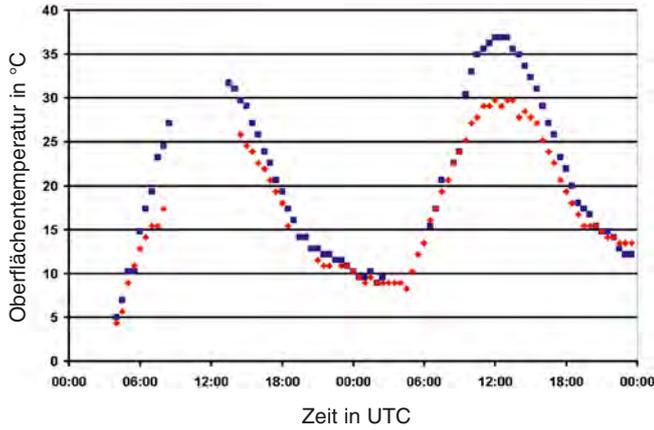


Abb. 4-8: Verlauf der Oberflächentemperatur über Agrarland (blau) und Wald (rot) am 31. Mai und 1. Juni 2002 im Rheingraben; abgeleitet aus METEOSAT-Daten.

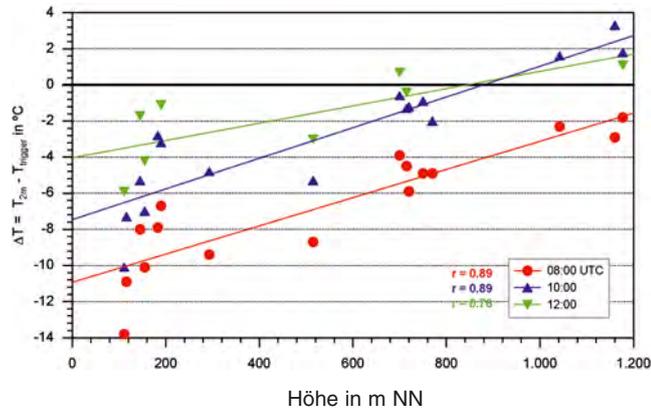


Abb. 4-9: Differenz der bodennahen Temperatur (T_{2m}) und der Auslösetemperatur (ΔT) zu verschiedenen Zeiten am 19. Juni 2002 an Messstationen in unterschiedlicher Geländehöhe im VERTIKATOR-Messgebiet.

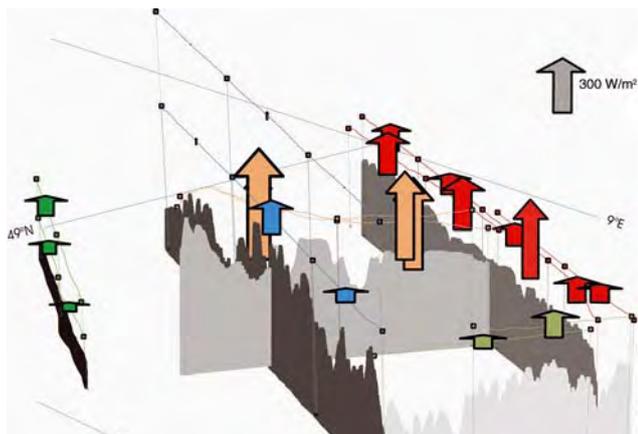


Abb. 4-10: Turbulente Feuchteflüsse (Pfeile) über dem Nord-schwarzwald am späten Vormittag des 19.06.2002. Dargestellt ist eine Ansicht von Südwesten auf den Nord-schwarzwald. Die turbulenten Flüsse latenter Wärme sind für Teilabschnitte der überflogenen Orografie dargestellt. Die Maximalwerte bis 607 W/m^2 (orange und rot) treten über der Hornisgrinde und ostwärts davon bis Horb auf. Im Rheingraben und Kinzigtal (grün) sind die Feuchteflüsse dagegen sehr gering.

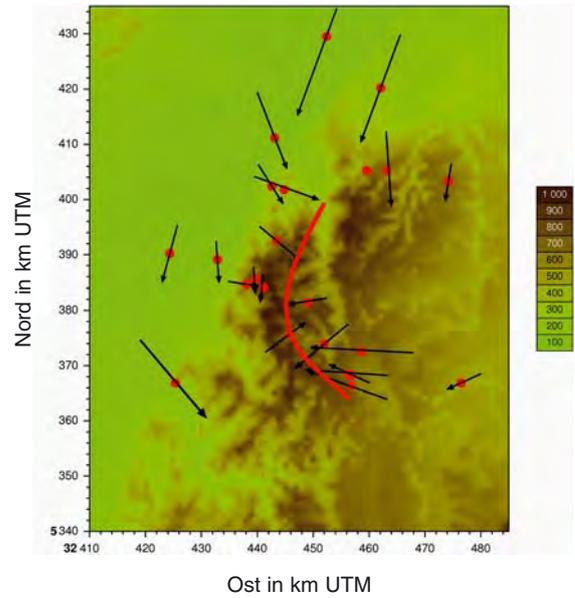


Abb. 4-11: Windvektoren am 19.6.2002, 12 UTC an den Bodenstationen des erweiterten VERTIKATOR-Bodenmessnetzes im Bereich des Nord-schwarzwaldes. Die rote Linie kennzeichnet eine bodennahe Konvergenz westlich des Murgtals.

Des Weiteren resultierten aus höheren Temperaturen über hochgelegenen Flächen im Vergleich zu den Temperaturen in der freien Atmosphäre thermisch induzierte Windsysteme wie Hang- und Talwinde. Diese sind am 19. Juni im Bereich des Schwarzwaldes deutlich nachweisbar (Abb. 4-11). Dabei kommt es über dem Schwarzwaldkamm zur Bergventilation; sie kann, bei ausreichender Feuchte in der Atmosphäre, hochreichende Konvektion über den Bergkämmen auslösen. Der Bereich starker Bergventilation ist in Abb. 4-11 durch die rote Linie (Konvergenzlinie) gekennzeichnet. Zusätzlich zu diesen Hangaufwinden werden außerdem über die Talwinde des südlich gelegenen Kinzigtals und des nördlich gelegenen Murgtals feuchtwarme Luftmassen in das Zentrum des Nord-schwarzwaldes geführt. Die Messungen erlauben eine Berechnung der mit dem Windsystem verbundenen Feuchte- und Wärmeflüsse und einen Vergleich mit horizontal homogenen Regionen wie dem Rheingraben. Die Windsysteme bilden den Nachschub für die vertikalen turbulenten Feuchtetransporte, die über dem Schwarzwald beobachtet werden (Abb. 4-10).

4 Modellrechnungen zur Konvektion

Modellrechnungen für die VERTIKATOR-Messkampagne wurden mit dem operationellen Lokal-Modell LM des Deutschen Wetterdienstes durchgeführt (MEISSNER et al. 2005). Da aus den Beobachtungen hervorgeht, dass die Bedingungen für die Auslösung von Konvektion nur in den Hochlagen des Schwarzwaldes ($> 850 \text{ m NN}$) gegeben sind (Abb. 4-9), wurde zunächst die im LM verwendete Orografie mit der

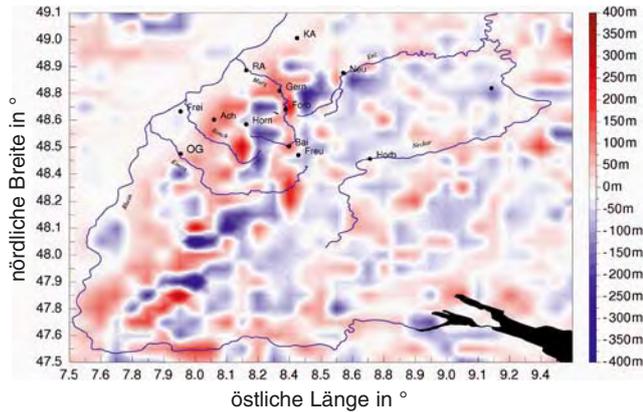


Abb. 4-12: Differenz zwischen der Modellorografie des LM (7 km Auflösung) und der realen Orografie. Maximale Unterschiede mit bis zu 300 m treten speziell im Bereich des Nordschwarzwaldes auf. Das LM bewirkt in dieser Auflösung eine deutliche Glättung des hier stark strukturierten Geländes.

realen Orografie verglichen. Abb. 4-12 zeigt die Differenz zwischen der realen Orografie und der Modellorografie des LM in 7 km Auflösung. Die markanten Geländestrukturen des Nordschwarzwaldes, die als entscheidend für die Auslösung von Konvektion identifiziert worden sind, werden durch Verwendung einer Auflösung von 7 km stark eingeebnet. Die Auslösemechanismen für Konvektion (Strahlungsmodifikation, lokale Windsysteme und Bergventilation) können sich somit im Modell nicht oder zumindest nicht zur richtigen Zeit an den richtigen Stellen entwickeln. Im Modell wird die Auslösung von Konvektion in diesem Fall für einen großen Teil der Gesamtfläche des Nordschwarzwaldes oberhalb der Modellgeländehöhe von 600 bis 700 m nach 10 UTC prognostiziert (Abb. 4-13). In der Realität entwickelte sich gegen 14 UTC jedoch nur eine einzige eng begrenzte Konvektionszelle über dem oberen Murgtal mit einer Lebensdauer von etwa 90 Minuten (Abb. 4-7).

Eine Verbesserung der Vorhersagemodelle kann außer durch Verwendung eines höher aufgelösten Modellgitters nur durch systematische Vergleiche von Beobachtungen und Modellvorhersagen erfolgen, um die Beiträge der Prozesse zu bestimmen, die im Modell für eine Fehlvorhersage verantwortlich sind. Dies umfasst die Energieumsetzung am Boden, die Parameterisierung der kleinskaligen Konvektionsprozesse und die Erfassung der höchst inhomogenen Verteilung der atmosphärischen Parameter Temperatur, Feuchte und Wind sowie die turbulenten Flüsse im Bereich der unteren Troposphäre. Diese Untersuchungen und Vergleiche sind das Ziel der weiteren VERTIKATOR-Auswertungen und geplanter zukünftiger Forschungsprogramme, vor allem des Messprogramms COPS (Convective and Orographically induced Precipitation Study) als Teil des 2004 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft eingerichteten Schwerpunktprogramms „Quantitative Niederschlagsvorhersage“.

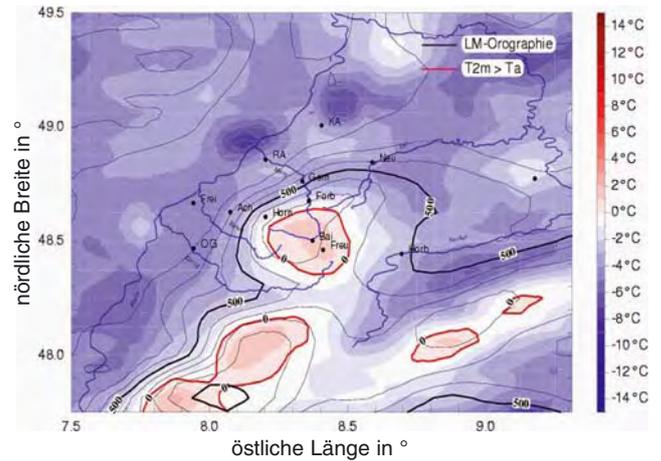


Abb. 4-13: Überschreiten der Auslösetemperatur im LM (7 km) als Indikator für Konvektionsauslösung am 19. Juni 2002 um 11 UTC innerhalb der roten Isolinie. Es wird zwar Konvektionsauslösung prognostiziert, jedoch im Vergleich zur Beobachtung 1 bis 2 Stunden zu früh und für das Gebiet des gesamten Nordschwarzwaldes.

Danksagung

Der Beitrag wurde unter Mitwirkung oder Nutzung von Ergebnissen von Dr. C. Barthlott, Dr. F. Braun, Dr. U. Corsmeier, Dipl.-Met. M. Hasel, Dr. N. Kalthoff, Dr. M. Kunz, Dipl.-Met. C. Meissner und Dipl.-Met. J. Thuerauf verfasst. Hierfür ist ihnen ebenso zu danken wie allen Beteiligten an den Messprogrammen ESCOMPTE 2001 und VERTIKATOR 2002.

Literatur

- ADRIAN, G., F. FIEDLER, 1991: Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations. *Beitr. Phys. Atmos.* **64**, 27-48.
- BALDAUF, M., F. FIEDLER, 2003: A parameterisation of the effective roughness length over inhomogeneous, flat terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* **106** 189-216.
- BARTHLOTT, C., U. CORSMEIER, C. MEISSNER, F. BRAUN, C. KOTTMEIER, 2005: The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmos. Res.*, zur Veröffentlichung angenommen.
- BERTRAM, I., A. SEIFERT, K.-D. BEHENG, 2004: The evolution of liquid water/ice content of a mid-latitude convective storm derived from radar data and numerical results. *Meteorol. Z., N. F.* **13**, 221-232.
- CORSMEIER, U., R. BEHRENDT, P. DROBINSKI, C. KOTTMEIER, 2005: The MISTRAL and its effect on air pollution transport and vertical mixing. *Atmos. Res.* **74**, 275-302.
- CROS, B., P. DURAND, H. CACHIER, P. DROBINSKI, E. FREJAFON, C. KOTTMEIER, P. E. PERROS, J. L. PONCHE, D. ROBIN, F. SAID, G. TOUPANCE, H. WORTHAM, 2004: The ESCOMPTE program: An overview. *Atmos. Res.* **69**, 241-279.
- DAVID, F., C. KOTTMEIER, 1986: Ein Beispiel für eine Hügelüberströmung mit nahezu kritischer Froudezahl. *Meteorol. Rdsch.* **39**, 133-138.

- FIEDLER, F., U. CORSMEIER, C. KOTTMEIER, K.-D. BEHENG, N. KALTHOFF, P. WINKLER, G. ADRIAN, S. EM-EIS, J. EGGER, H. HÖLLER, 2005: Vertical transport and orography (VERTIKATOR). In: Results of the German Atmospheric Research Programme AFO 2000. BMBF, Bonn, 91-95; online verfügbar unter http://www.bmbf.de/pub/AFO_2000_Abschlussbericht.pdf
- HASEL, M., C. KOTTMEIER, U. CORSMEIER, A. WIESER, 2005: Airborne measurements of turbulent trace gas fluxes and analysis of eddy structure in the convective boundary layer over complex terrain. *Atmos. Res.* **74**, 1-4, 381-402.
- HUNT, J. C. R., W. H. SNYDER, 1980: Experiments on stable and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill. *J. Fluid Mech.* **96**, 671-704.
- KALTHOFF, N., C. KOTTMEIER, J. THÜRAUF, U. CORSMEIER, F. SAID, E. FREJAFON, P. E. PERROS, 2005a: Mesoscale circulation systems and ozone concentrations during ESCOMPTE: a case study from IOP 2b. *Atmos. Res.* **74**, 1-4, 355-380.
- KALTHOFF, N., C. MEISSNER, C., G. ADRIAN, M. KUNZ, 2005b: Initiation of shallow convection in the Black Forest mountains. *Atmos. Res.*, eingereicht.
- KUNZ, M., C. KOTTMEIER, 2006: Orographic enhancement of precipitation over low mountain ranges, Part II: Simulations of heavy precipitation events. *J. Appl. Meteorol.*, zur Veröffentlichung angenommen.
- MAI, S., C. WAMSER, C. KOTTMEIER, 1996: Geometric and Aerodynamic Roughness of Sea Ice. *Boundary-Layer Meteorol.* **77**, 233-248.
- MEISSNER, C., N. KALTHOFF, M. KUNZ, U. CORSMEIER, G. ADRIAN, 2005: Initialisation of deep convection over low mountain ranges. *Atmos. Res.*, eingereicht.
- SCHROEDTER, M., F.-S. OLESEN, H. FISCHER, 2003: Determination of land surface temperature distributions from single channel IR measurements: An effective spatial interpolation method for the use of TOVS, ECMWF and radiosonde profiles in the atmospheric correction scheme. *International Journal of Remote Sensing* **24**, 1189-1196.
- VON SALZEN, K., M. CLAUSSEN, K. H. SCHLÜNZEN, 1996: Application of the concept of blending height to the calculation of surface fluxes in a mesoscale model. *Meteorol. Z., N.F.* **5**, 60-66.
- WIPPERMANN, F., 1984: Air flow over and in broad valleys: Channelling and counter-current. *Beitr. Phys. Atmos.* **57**, 92-105.

P. WINKLER, M. LUGAUER, O. REITEBUCH

5 Alpines Pumpen

Alpine Pumping

Zusammenfassung

„Alpines Pumpen“ ist ein regionales Zirkulationsphänomen, das sich tagsüber zwischen Gebirge und Vorland bei hoher Sonneneinstrahlung und schwachen Druckgradienten ausbildet. Die Luft im Alpenraum erwärmt sich tagsüber rascher als im Vorland, es bildet sich ein Hitzetief und die bodennahe Luft wird konvektiv nach oben verfrachtet. Aus dem Alpenvorland strömt Luft in einer Einströmschicht zu den Alpen und ersetzt die dort konvektiv gehobene Luft. Luftbeimengungen in der Einströmschicht gelangen so vom Alpenvorland in die freie Troposphäre bis über die Alpengipfel. Semivolatile Luftbeimengungen rekondensieren bei den niedrigen Temperaturen in den Hochalpen und reichern sich dort an. Für dieses häufige Transportphänomen, das durch intensiveren Vertikalaustausch über dem Hochgebirge ausgelöst wird, wurde die Bezeichnung „Alpines Pumpen“ gewählt. Es wird in diesem Beitrag näher beschrieben.

Abstract

„Alpine Pumping“ designates a regional circulation pattern which is generated during day time between a mountain range and its foreland in conditions of high solar radiation and weak synoptic pressure gradients. The air above the Alps is heated quicker during the day than above the foreland. A heat low is generated and near-surface air gets convectively transported to higher levels. Air constituents can therefore be transported from the inflow boundary layer above the foreland right into the free troposphere high above the summits. Semi-volatile pollutants may re-condense at the low temperatures there and get enriched. This frequent transport phenomenon, which is induced by the more intense vertical exchange above high mountains, was termed „Alpine pumping“ and is described in this contribution.

1 Einleitung

Die tageszeitliche Entwicklung der Strömungen zwischen Gebirgsregionen und dem Umland ist vergleichbar zur Land-Seewind-Zirkulation. Während bei letzterer die thermischen Unterschiede aufgrund der unterschiedlichen Wärmekapazitäten von Land und Wasser entstehen, treten in Hochgebirgsräumen andere Effekte auf:

1. im Vergleich zur vorgelagerten Ebene hat die zu erwärmende Luftsäule in den Gebirgstälern ein geringeres Volumen und erwärmt sich bei gleicher Energiezufuhr durch Sonnenstrahlung rascher (STEINACKER 1984);
2. die geneigten, zur Sonne exponierten Hänge erwärmen sich und die angrenzende Luft rascher wegen des günstigeren Einfallswinkels;
3. der geringere Luftdruck in höher gelegenen Regionen bewirkt ebenfalls eine raschere Erwärmung der darüber befindlichen Luft, da bei gleicher Energiezufuhr eine geringere Masse erwärmt werden muss (hochgelegene Heizfläche);
4. in der Nacht kühlt sich die Luft im Alpenraum rascher ab, es bildet sich ein Kältehoch, welches einen nächtlichen Abfluss von Luft ins Umland bewirkt.

Die in Abb. 5-1 gezeigten Geländeschnitte veranschaulichen die Unterschiede zwischen Alpen und Vorland. Übersichten zu klassischen und neueren Arbeiten geben WHITEMAN (2000) und EGGER (1990) zur Theorie thermischer Störungen.

Thermisch angetriebene Zirkulationen beschränken sich also nicht nur auf Hangzirkulationen, sondern bewirken regionale Zirkulationsphänomene. Globale Zirkulationsmodelle, die den Vertikalaustausch parameterisieren, unterschätzen wegen der großen Gitterabstände Phänomene wie das Alpine Pumpen und die damit einhergehenden Transporte. Hochauflösende Modelle geben die Phänomene besser wieder (GANTNER et al. 2003). Der Transport von Luftbeimengungen aus urbanen Regionen im Alpenvorland führt zu einer Zusatzbelastung für die empfindlichen alpinen Ökosysteme. Im Rahmen der VOTALP (Vertical Ozone Transports in the Alps)-Studie wurde die Ozonbelastung auf der Alpensüdseite durch Luftmassen aus der Po-Ebene untersucht (PREVOT et al. 2000, WOTAWA et al. 2000).

Untersuchungen zur räumlichen Verteilung der Konvektionsbewölkung (KÄSTNER und KRIEBEL 2001, KÄSTNER et al. 2004) und der Blitzhäufigkeit (FINKE und HAUF 1996) weisen den Alpennordrand als besonders gewitterträchtig aus – auch im Vergleich mit dem inneralpinen Raum. Es ist naheliegend, dass dem Alpines Pumpen bei der Entwicklung konvektiver Zellen eine Schlüsselrolle zukommt. Eine bessere Beurteilung bedarf jedoch Kenntnisse über folgende Zusammenhänge:

- Häufigkeit des Alpines Pumpens und jahreszeitliche Verteilung,
- Kenntnis der Antriebe des Alpines Pumpens in Abhängigkeit von der solaren Einstrahlung,

- mittlere Ausformung des Bodenwindfeldes in der Einströmschicht in Abhängigkeit von der Großwetterlage (Höhenströmung),
- tageszeitliche Entwicklung und Erstreckung vom Alpenrand und Entwicklung der Bewölkung,
- Abschätzung von Massenströmen und den damit verbundenen Spurenstofftransporten.

Es ist unmittelbar einleuchtend, dass das Phänomen des Alpines Pumpens zahlreiche Modifikationen je nach Wetterlage erfährt, wobei weitere meteorologische Parameter wie atmosphärische Stabilität, Jahresgang der Bodentemperatur, Schneebedeckung in höheren Lagen und synoptischer Druckgradient hineinspielen. Die thermischen Antriebskräfte zwischen Alpen und Alpenvorland konkurrieren und überlagern sich mit diesen anderen Antriebskräften, was infolge der komplexen Wechselwirkungen zu vielfältigen Detailausprägungen führt.

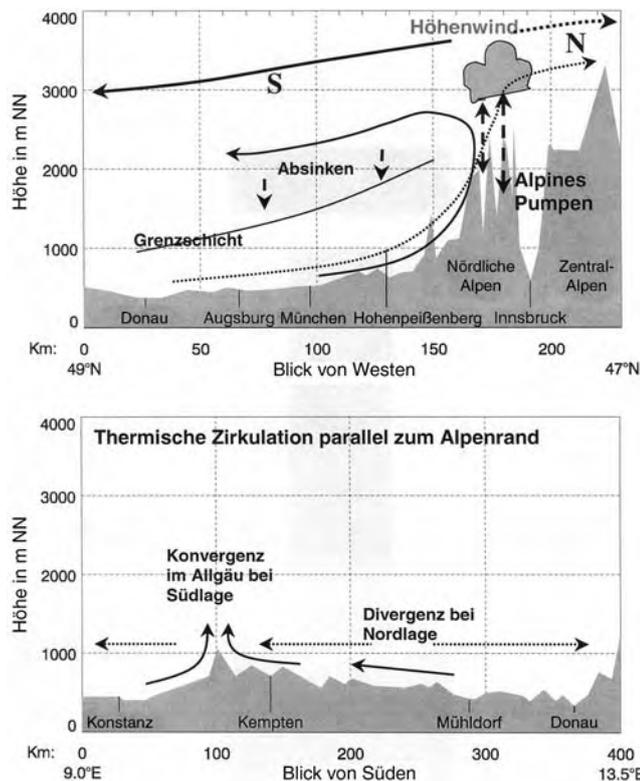


Abb. 5-1: Schematische Darstellung der Strömung bei Alpinem Pumpen im Alpenvorland für zwei Großwetterlagen im 500 hPa Niveau: Südlagen (durchgezogene Linien) und Nordlagen (gepunktete Linien). Nord-Süd-Schnitt (oben) etwa auf der Linie Garmisch - Augsburg und Ost-West-Schnitt (unten) parallel zum Alpenrand; man beachte die großräumigen Neigungen im Vorland. Man beachte die unterschiedliche Überhöhung beider Schnitte.

Abb. 5-2: Mittlere horizontale Druckgradienten (a) Innsbruck – München (97 km), (b) Garmisch–München (80 km), für drei Strahlungsklassen (Tagessummen der Globalstrahlung, Gebietsmittel).

2 Untersuchungsgebiet und Datenmaterial

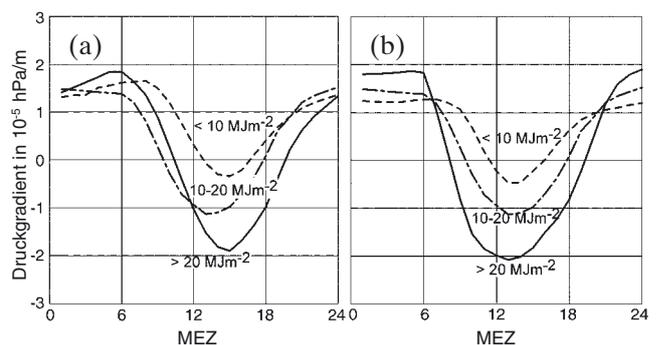
Untersuchungen liegen für das Gebiet zwischen Donau und Nordalpen und in Ost-West-Richtung vom Bodensee bis Passau vor (LUGAUER und WINKLER 2002, 2005). Dieses Gebiet (Abb. 5-1) weist neben dem allmählichen Geländeanstieg von der Donau zum Alpenrand auch Neigungen in Ost-Westrichtung auf mit einem Höhenmaximum im Allgäu, welches die europäische Wasserscheide zwischen Rhein und Donau bildet. Das der Untersuchung zugrunde liegende Datenmaterial umfasst den Zeitraum 1996–2000.

Als wichtige Voraussetzung wurde nachgewiesen, dass bei Wetterlagen mit Alpinem Pumpen das Strahlungsfeld großräumig weitgehend homogen ist, abgesehen von der verstärkten Konvektionsbewölkung über den Alpen. In diesem Gebiet ist außer im Winter der Wolkenbedeckungsgrad um 10–20 % höher als im Vorland.

Eine jahreszeitliche Analyse der Häufigkeit der Strahlungsklassen ergab, dass in der Zeit April bis August Tagessummen mit einer Einstrahlung von mehr als 20 MJ/m² etwa konstant häufig an 42 % der Tage auftreten. Wettersituationen mit geringerer Einstrahlung (10–20 MJ/m²) kommen von Februar bis Oktober vor mit einer mittleren Häufigkeit von 45 %. Die Voraussetzung für das Entstehen von Alpinem Pumpen im Gebiet von Oberbayern für April - August ist also an 42 % der Tage sehr günstig und im Zeitraum März bis Oktober an weiteren 45 % der Tage noch günstig. Das Phänomen Alpines Pumpen tritt demnach relativ häufig auf.

2.1 Tagesgänge der horizontalen Druckgradienten

Nach WHITEMAN (1990) sind die horizontalen Druckgradienten ausschlaggebend für die Ausprägung des oberflächennahen Windfeldes. NICKUS und VERGEINER (1984) zeigten für sonnige Tage, dass, abgesehen vom Winter, zu allen Jahreszeiten eine regelmäßige tägliche Umkehr des Druckgradienten München – Innsbruck auftritt. Legt man die Tagessumme der eingestrahelten Sonnenenergie als Antrieb zugrunde, dann ergeben sich die in Abb. 5-2 dargestellten täglichen Druckvariationen (normiert auf NN) für die Stationspaare Innsbruck–München (97 km) und Garmisch–München (80 km).



Nachts ist der Druck in den Alpen höher als im Vorland, tagsüber dagegen niedriger und zwar für alle Strahlungsklassen. Tagsüber nimmt der Druckgradient mit steigender Strahlungsenergie zu. Bemerkenswert ist, dass am Nachmittag sich über den Nordalpentälern ein schwaches bodennahes Hitzetief entwickelt, selbst unter Bedingungen mit geringer Strahlung ($<10 \text{ MJ m}^{-2} \text{ Tag}^{-1}$), was Winterbedingungen entspricht. In Garmisch wird das Druckminimum etwa 2 Stunden früher erreicht als in Innsbruck. Der Grund dürfte auf den Volumeneffekt (STEINACKER 1984) zurückzuführen sein, da im Loisachtal ein geringeres Volumen zu erwärmen ist als im breiteren Inntal. Am Nachmittag besteht zwischen München und Garmisch ein deutlich höherer Druckgradient als zwischen Garmisch und Innsbruck. Der Druckgradient zwischen Alpenvorland und den Nordalpen ist also größer als der Druckgradient in den Alpen, was bedeutet, dass die Luft tags zu den Alpen strömt, aber innerhalb der Alpen selbst nur schwache, druckbedingte Strömungen zu finden sind.

2.2 Analyse des Windfeldes bei Alpinem Pumpen

Die mittlere thermisch induzierte Strömung im Alpenvorland wurde für 340 Tage des Zeitraumes 1996–2000 anhand stündlicher Werte des Windes ausgewertet, und zwar für Tage mit hoher Einstrahlung ($>20 \text{ MJ m}^{-2} \text{ Tag}^{-1}$). In Abb. 5-3 ist die mittlere skalare Windgeschwindigkeit und mittlere N-S-Komponente im Tagesgang für

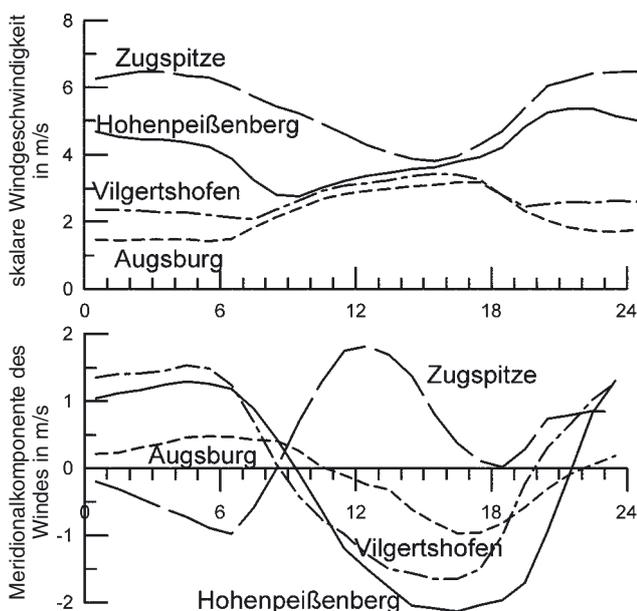


Abb. 5-3: Mittlere Tagesgänge der Windgeschwindigkeit und der meridionalen Windkomponente für die 4 Stationen Augsburg (82 km nördlich vom Alpenrand), Vilgertshofen (30 km), Hohenpeißenberg (13 km) und Zugspitze (32 km südlich von einer als nördlicher Alpenrand gedachten Linie). Mittel über 340 Tage des Zeitraumes 1996–2000 mit einer Tagessumme der Globalstrahlung $\geq 20 \text{ MJ/m}^2$.

die Stationen Augsburg, Vilgertshofen, Hohenpeißenberg und Zugspitze dargestellt, die ungefähr auf einer Nord-Süd-Linie senkrecht zum Alpenrand liegen. Der Hohenpeißenberg überragt als Inselberg das umgebende Hügelland um 300–400 m, die Zugspitze mit 2960 m liegt oberhalb der Einströmungsschicht.

An den Flachlandstationen Augsburg und Vilgertshofen ist nachts die skalare Windgeschwindigkeit gering, da beide unter der Bodeninversion liegen. Die Bergstationen Hohenpeißenberg (977 m) und Zugspitze (2960 m) weisen nachts höhere Windgeschwindigkeiten auf als tags, da sie über der Bodeninversion liegen und reibungsentkoppelt sind. Ab etwa 9 Uhr MEZ gleichen sich die Windgeschwindigkeiten von Hohenpeißenberg, Vilgertshofen und Augsburg bis 18 Uhr MEZ weitgehend an, da nun alle 3 Stationen in der konvektiv gemischten Einströmungsschicht des Alpines Pumpens liegen. Mit dem Aufbrechen der Bodeninversion und dem Einsetzen stärkeren Vertikalaustausches beginnt an der Zugspitze die Windgeschwindigkeit abzunehmen, um am Nachmittag zur Zeit der stärksten Entwicklung des Impulsaustausches ein Minimum zu erreichen.

Für Tage mit geringerer Strahlung ($10\text{--}20 \text{ MJ/m}^2$ und $<10 \text{ MJ/m}^2$) ist der Tagesgang der Windgeschwindigkeit weniger ausgeprägt als bei hoher Einstrahlung, besonders an den höheren Stationen Hohenpeißenberg und Zugspitze, wo die Windgeschwindigkeit ganztägig höher bleibt. An diesen Tagen ist der vertikale Impulsaustausch schwächer ausgebildet.

An der Zugspitze ist die dominante Windrichtung West, an den tiefen Stationen der Einströmungsschicht nimmt die Nordkomponente mit wachsendem Abstand vom Alpenrand ab. Mit zunehmender Einstrahlung, d. h. Verstärkung des inneralpinen Hitzetiefs weitet sich die Einströmungsschicht weiter nach Norden aus. Oberhalb der Einströmungsschicht mit einer Nordkomponente tritt an der Zugspitze eine Südkomponente auf, die sich dem synoptischen Wind aufprägt. Die thermische Zirkulation mit einer bodennahen Einströmungsschicht und einer kompensierenden Gegenströmung in der Höhe ist daran gut erkennbar.

Es sei angemerkt, dass die Rückströmung in der Höhe keine geschlossene Zirkulationslinie bedeutet, sondern dass die Luft wegen der hohen zonalen Windkomponente im und oberhalb des Gipfelniveaus wegen der dort höheren Windgeschwindigkeit in Hauptwindrichtung weggeführt wird.

2.3 Mittleres Strömungsfeld in der Einströmungsschicht

Abb. 5-4 zeigt mittlere Windvektoren in der bodennahen Schicht an Tagen mit ausgeprägtem Alpinem Pumpen. Dabei wurde für die Einströmphase von 8–20 MEZ gemittelt und für die Ausströmphase von 20–8 MEZ. Die Stationen 20, 23, 29 und 35 liegen auf

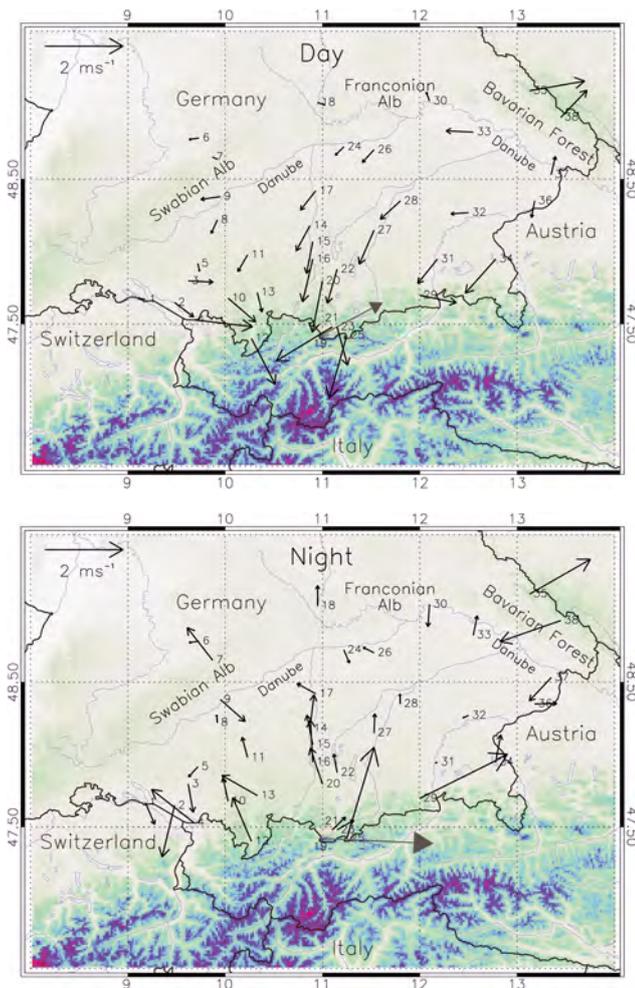


Abb. 5-4: Mittleres Windfeld an Tagen mit Alpinem Pumpen (340 Fälle). Oben: Windvektor für die Einströmphase 8–20 MEZ; unten: mittlere Windvektoren für die Ausströmphase von 20–8 MEZ. Der Wind an der Zugspitze ist durch ein ausgefülltes Dreieck hervorgehoben.

Bergen, die aber im Tagesverlauf noch von der nach oben wachsenden Einströmschicht erfasst werden.

Das Windfeld im gesamten Alpenvorland ist im Mittel durch eine nordöstliche Strömung gekennzeichnet, wobei die Nordkomponente mit zunehmender Nähe zum Alpenrand größer wird. Die Mittelgebirge nördlich der Donau entwickeln eigene, schwächer ausgebildete lokale Windsysteme. Die tagsüber im Alpenvorland vorherrschende Nordostkomponente entsteht aus der Überlagerung der Druckgradienten, die aus den Wärmetiefs der Nordalpen und über dem Allgäu entstehen. So zeigen Stationen westlich der Linie Memmingen-Kempten eine Nordwestkomponente, d. h. über dem Allgäu entsteht tags eine Konvergenz, entlang der die Luft aufsteigen muss. Damit findet auch die häufigere Entstehung von Gewittern im Allgäu eine Erklärung, wie sie anhand von Blitzstatistiken von FINKE und HAUFF (1996) dokumentiert wurden. Die schwachen Geländeneigungen im Alpenvorland sind also ausreichend zur Bildung solcher lokaler Konvergenzen.

In der Nacht fließt die in den Alpen sich bildende Kaltluft aus. Die Strömung ist schwächer als am Tag und komplexer, da Kaltluftbildung überall stattfindet, der Kaltluftabfluss der lokalen Geländeneigung folgt und sich auch örtlich Kaltluftseen in Senken oder an Strömungsbarrieren bilden. Trotzdem ist die Strömung zur Donau hin klar erkennbar, wo sich die Kaltluft letztlich sammelt.

Das Windfeld weist in den Talöffnungen des Alpennordrandes wie Isartal, Loisachtal oder dem Oberstdorfer Taleinschnitt hohe Werte auf, da die Talrichtung eine Windführung vorgibt und sich besonders am Tag durch den Bernoulli-Effekt eine zusätzliche Beschleunigung ergibt.

Die Bedeutung der schwachen Hangneigungen im Vorland wird wiederum im Allgäu deutlich, in dessen Westen die Luft nachts zum Bodensee drainiert. Der Bodensee selbst entwickelt in Ufernähe vom Land-Seewind geprägte Zirkulationsmuster.

3 Modifikation der bodennahen Strömung durch die großräumige Höhenwetterlage

Wie eingangs erwähnt, spielen andere Luftmasseneigenschaften wie Stabilität und Wasserdampfgehalt (Wolkenbildung) eine Rolle bei der Ausprägung des Alpines Pumpens. Aus Norden großräumig anströmende Luft dürfte z. B. eine vergleichsweise höhere Stabilität der Schichtung als Luftmassen bei anderen Wetterlagen aufweisen, damit hohe Einstrahlungssummen erreicht werden können. Manchmal können auch Luv- und Leeeffekte entstehen, die bei hinreichend starken synoptischen Druckgradienten zu geschlossener Staubewölkung oder zu Föhn (HOINKA 1980) führen.

Zwischen großräumiger Wetterlage und thermisch getriebenen Phänomenen wie dem Alpinen Pumpen treten immer Überlagerungen und Wechselwirkungen auf. Zur Veranschaulichung derartiger Wechselwirkungen wurden mit Hilfe der Schweizer Alpenwetterstatistik (SCHÜEPP 1979, METEOSCHWEIZ 1985) Situationen der Klassen Nord und Süd ausgewählt und mittlere Bodenwindfelder dargestellt (Abb. 5-5).

Nordwind in 500 hPa: Die Nordlage prägt sich auch dem bodennahen Windfeld auf. Bemerkenswert ist, dass sich sogar eine divergente Strömung ausbildet, bei der westlich von 11,5° E die Strömung eine einheitliche NE-Komponente trägt; östlich dieser Linie entsteht eine NW-Komponente, d. h. infolge einer Strömungsdivergenz werden die Alpen in Bodennähe westlich bzw. östlich umströmt.

Südwind in 500 hPa: Das bodennahe Windfeld ist schwächer ausgebildet als bei der Nordlage, da die südliche Grundströmung von der thermisch induzierten

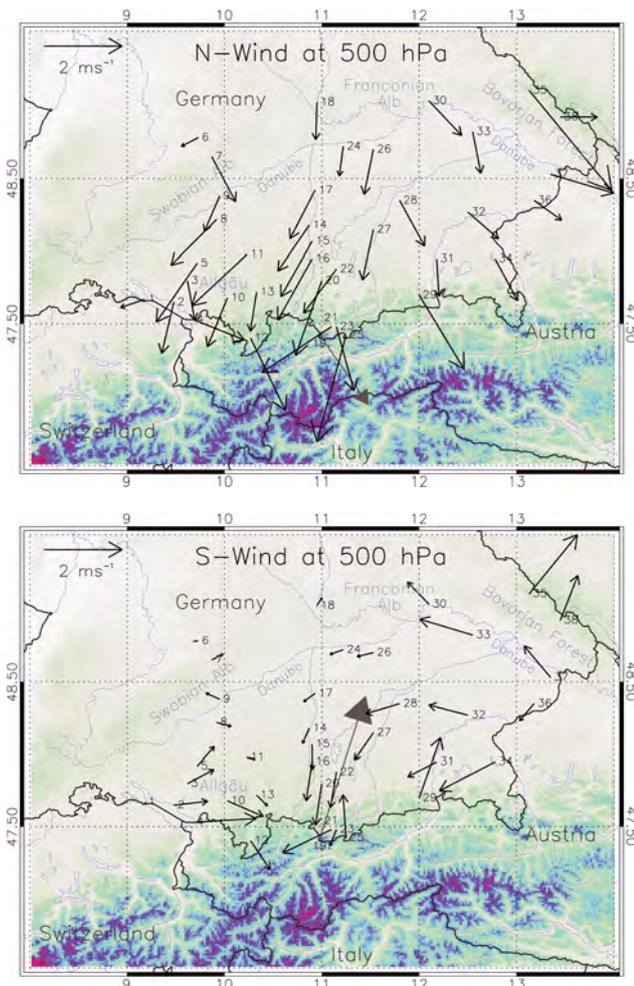


Abb. 5-5: Mittleres Bodenwindfeld bei Alpinem Pumpen für die Einströmphase 8–20 MEZ für Bedingungen mit hoher Einstrahlung ≥ 20 MJ/m². Oben: Nordlage in 500 hPa-Niveau über den Alpen (Mittel über 61 Tage). Unten: Süd (Mittel über 86 Tage). Die Stationsnummern sind mit Abb. 5-4 identisch.

Strömung kompensiert bzw. überkompensiert werden muss. Die Zugspitze und Bergstationen wie Wank oder Wendelstein weisen bereits eine starke Südwindkomponente auf, da sie noch überwiegend von der synoptischen Strömung in der Höhe erfasst werden. Im Allgäu bildet sich bei der Südlage eine deutliche Konvergenzlinie aus. Bei diesen Wetterlagen treten Gewitter häufiger auf, da der Feuchtigkeitsgehalt der Luft höher ist als bei Nordlagen. FINKE und HAUFF (1996) zeigten, dass sich im Allgäu ein Häufigkeitsmaximum in der Blitzaktivität befindet. Schwache Geländeneigungen (wie in Abb. 5-1 in O-W-Richtung) regen bei bestimmten Bedingungen Sekundärzirkulationen an, die sich der Hauptzirkulation des Alpines Pumpens überlagern.

4 Alpines Pumpen und Konvektionsbewölkung

Hohe Einstrahlung, die Alpines Pumpen auslöst, führt zur Bildung von Konvektionsbewölkung. Alpines Pumpen bewirkt aber kompensierendes Absinken im

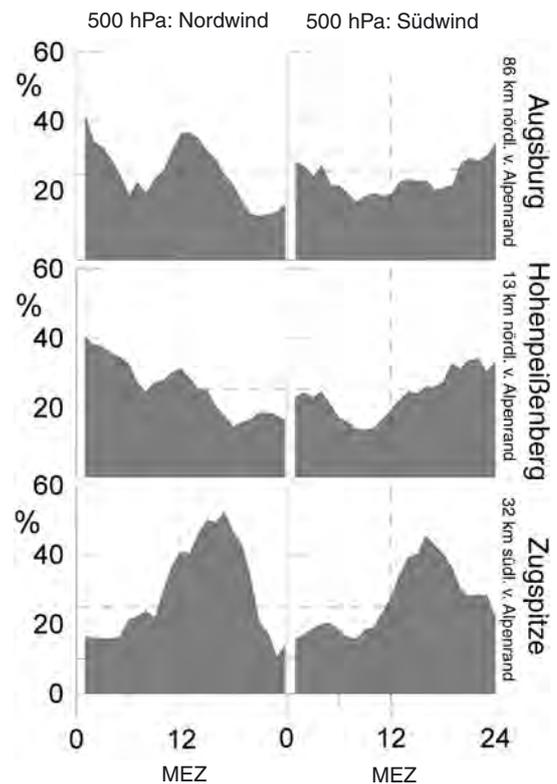


Abb. 5-6: Mittlere Tagesgänge der Quellbewölkung (Bedeckungsgrad in % bis 2000 m ü. G.) an Tagen mit Alpinem Pumpen (hohen Tagessumme der Einstrahlung) der Stationen Augsburg, Hohenpeißenberg und Zugspitze. Linke Säule: Nordlagen in 500 hPa (61 Fälle); rechte Säule: Südlagen in 500 hPa (86 Fälle).

Vorland und die Windströmung schert auch Konvektionsblasen ab, wodurch die Organisation größerer Wolkenkomplexe behindert wird.

Eine Analyse der tiefen Bewölkung (bis etwa 2000 m über Grund) für Augsburg, Hohenpeißenberg und Zugspitze an Tagen mit hoher Einstrahlung ergibt die in Abb. 5-6 dargestellten Tagesgänge. Die Stationen liegen wieder auf einer Nord-Südlinie, wobei Augsburg etwa am Nordrand und Hohenpeißenberg im Zentrum der Einströmzone liegt und die Zugspitze in der Hauptkonvektionszone.

Unabhängig von der Großwetterlage ist an der Zugspitze ein klarer Tagesgang der Bewölkung mit einem ausgeprägten Nachmittagsmaximum (16–17 MEZ) festzustellen, wie für Strahlungstage zu erwarten ist. Zu dieser Zeit hat sich die tiefe Bewölkung gegenüber dem Vormittag verdoppelt bis verdreifacht. Die beiden anderen Stationen weisen keinen so deutlichen Tagesgang auf. Mit beginnendem Einströmen muss gleichzeitig Absinken einsetzen, was die Wolkenbildung in Vorland hemmt. Am Nachmittag ist das Absinken am stärksten, wenn die Konvektionsanregung am größten ist. Bei den Südlagen kommt ein gewisser LEEeffekt oder ein geringer Föhnwind hinzu, da die Luft nach dem Überströmen der Alpen ebenfalls absinken muss. Die Unterdrückung der Konvektionswolken scheint

am Hohenpeißenberg ausgeprägter als in Augsburg, da Hohenpeißenberg im Zentrum der Einströmung liegt und das kompensierende Absinken hier stärker sein muss als am Nordrand der Einströmung. Dieses Zusammenspiel erklärt das häufige Auftreten des oft weiß-blauen Himmels in Oberbayern.

5 Fallstudie zum Alpines Pumpen am 8.7.2002

Für eine Abschätzung der mit Alpinem Pumpen verbundenen Massenflüsse wurden Daten eines Feldexperimentes ausgewertet, in dem Sondierungen, Fernmessverfahren, luftchemische Messungen sowie Flugzeuge eingesetzt waren. An dem Tag herrschte eine Hochdrucklage mit schwachem Wind am Boden und Südwind in der Höhe. Um 00 UTC lag ein Höhenhochkeil über dem Untersuchungsgebiet, doch hatte sich um 12 UTC zwischen dem Hochkeil und dem Trog im Westen eine SW-Strömung mit massiver Warmluftadvektion entwickelt. Alpines Pumpen konnte sich gut ausbilden.

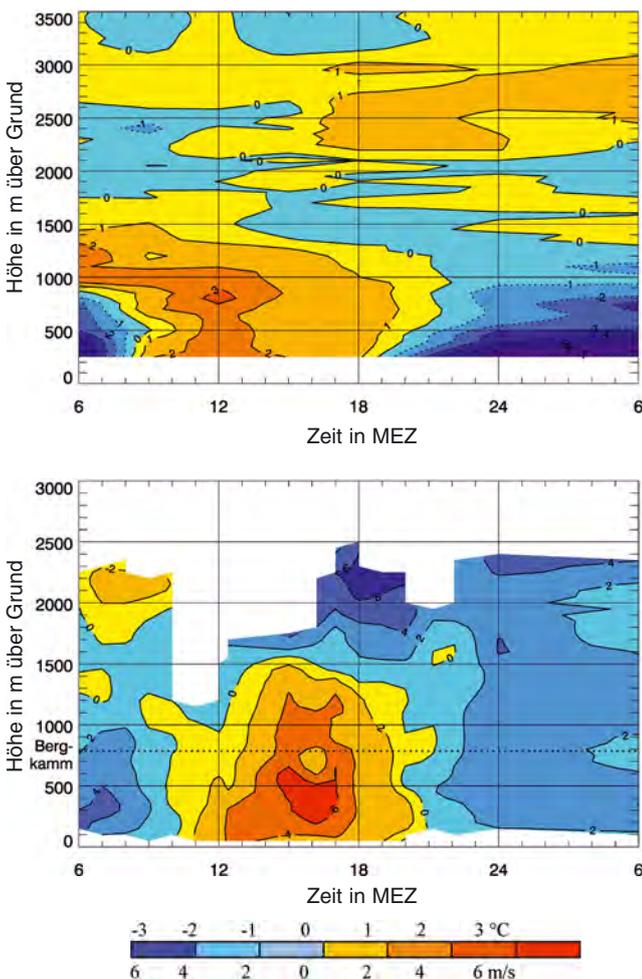


Abb. 5-7: Oben: Tagesgang der Temperaturdifferenz Isartal-Oberschleißheim: die zweigeschichtete Temperaturstruktur bei Alpinem Pumpen ist gut zu erkennen. Unten: Tageszeitliche und vertikale Entwicklung des Talwindsystems im Isartal: Talaufwind in roter und Talabwind in blauer Tönung, Einströmphase von 10–21 MEZ.

Abb. 5-7 zeigt im oberen Teil den Tagesgang der Temperaturdifferenz zwischen Isartal und Oberschleißheim als Funktion der Höhe, abgeleitet aus Radiosondierungen. Unterhalb von 100 bis 1300 m über Grund ist das Isartal während der Einströmphase wärmer als die weit vom Alpenrand entfernte Station Oberschleißheim. Oberhalb dieser Grenze ist es nachts über den Alpen wärmer als im Vorland, tagsüber dagegen etwas kühler. Man erkennt außerdem, dass die Erwärmung morgens unmittelbar am Talboden einsetzt und dann rasch vertikal fortschreitet. Am Abend beginnt die Auskühlung am Talboden ebenfalls früher als in der Höhe.

Im unteren Teil von Abb. 5-7 ist die vertikale Windverteilung an der Messstation Isartal aufgetragen. Man erkennt das Anwachsen der Einströmung mit der Höhe und das Maximum der Nordkomponente am späten Nachmittag. Das Windmaximum ist in einigen 100 m Höhe zu finden. Das Umschlagen der Meridionalkomponente erfolgt am Vormittag um 10 Uhr MEZ und am Abend um 20–21 Uhr MEZ.

Aus dem Vergleich beider Teilbilder ist weiter ersichtlich, dass die Windrichtung im Isartal am Vormittag zu diesem Zeitpunkt von Süd auf Nord wechselt, kurz nachdem (etwa eine Stunde) die Temperaturdifferenz Isartal - Oberschleißheim das Vorzeichen gewechselt hat. Es sind demnach keine sehr großen Temperaturdifferenzen erforderlich, um in den größeren Talöffnungen des Alpenrandes das Einströmen zu bewirken.

Eine wichtige Frage ist, in welchem Gebiet die Luft der Einströmung konvektiv nach oben gemischt wird: Umfasst dieses Gebiet den ganzen Raum bis zum Alpenhauptkamm oder nur die Nordalpenkette bis zum Inntal? Obwohl diese Frage nur durch Messungen nicht gut beantwortet werden kann, sprechen viele Argumente für das Inntal als Südgrenze, zumindest für die Situation des 8.7.2002:

- die Nordflanke des Inntales wird von der Sonneneinstrahlung sehr gut erwärmt und erzeugt daher starken Vertikalaustausch;
- die inneralpinen Druckgradienten sind schwach gegenüber dem Gradienten im Vorland;
- Horizontalschnitte der LM-Simulation (BRAUN 2003, persönliche Mitteilung) zeigen, dass die Hauptkonvektionszone nur die Nordalpen umfasst.

Südlich vom Inntal bis zum Alpenhauptkamm dürfte sich ein zweites, aber schwächeres thermisches Zirkulationsmuster ausbilden, das vom Zirkulationsmuster des Alpines Pumpens getrennt ist.

Die große horizontale Erstreckung des Alpines Pumpens wird deutlich an einem 200 km langen Ost-West Schnitt des Horizontalwindes bis 6 km Höhe vom Bodensee bis zum Chiemsee südlich des Hohenpeißenberg parallel zum Alpenrand (Abb. 5-8). Die Messungen wurden am frühen Nachmittag des 8.7.2002 mit ei-

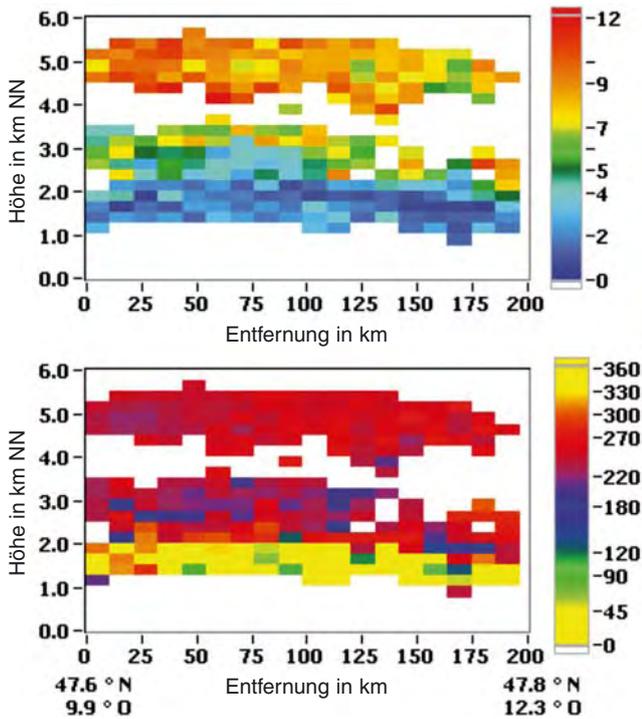


Abb. 5-8: West-Ost-Schnitt parallel zum Alpenrand vom Bodensee bis Chiemsee mit Messungen der horizontalen Windgeschwindigkeit (oben) und -richtung (unten) mit einem flugzeuggetragenen Doppler-Lidar am 8.7.2002, 13:10–13:27 MEZ.

nem neuartigen Doppler-LIDAR (**L**ight **D**etection and **R**anging, ein optisches Laser-Fernerkundungsinstrument) an Bord des Forschungsflugzeuges DLR Falcon 20 vorgenommen (REITEBUCH et al. 2003a, 2003b, 2004). Die Windgeschwindigkeit entlang dieses Schnittes weist nur sehr geringe Werte bis 4 m/s (Abb. 5-8 oben, blaue Farbkodierung) mit einer deutlichen Nordkomponente (Abb. 5-8 unten, gelbe Farbkodierung) in einer Schicht bis etwa 2 km NN auf. Insbesondere in der Windrichtung ist eine Einström-Schicht von etwa 1 km vertikaler Mächtigkeit über Grund mit einer nördlichen Windkomponente und darüber liegendem südwestlichem Wind deutlich zu erkennen. Die Höhe dieser Schicht nimmt zum Osten im Bereich des Inntals und Chiemsees leicht ab. Die Abnahme der vertikalen Mächtigkeit mit größerer Entfernung zu den Alpen in Nord-Süd-Richtung konnte an anderen Tagen mit flugzeuggetragenen Doppler-Lidar Messungen gezeigt werden (WEISSMANN et al. 2005). Eine Abschätzung des Massenflusses aus diesen Messungen ergab, dass innerhalb eines Tages das komplette Luftvolumen der Ansaugschicht bis aus einer Entfernung von 100 km zu den Alpen transportiert wird.

Bei labiler Schichtung können leicht hochreichende Quellwolken entstehen, die Tagessumme der Einstrahlung ist dann geringer. Bei genügend hohem Grad der Labilität entwickeln sich auch Schauer oder Gewitter. Das Auslösen kann dabei durch schwache Konvergenzen erfolgen, wie sie sich am Alpennordrand oder über

dem Allgäu ausbilden. Eine derartige labile Situation war am Folgetag, den 9.7.2002 gegeben, bei der sich am Ausgang des Loisachtals ein kräftiges Gewitter bildete.

6 Transporte von Luftbeimengungen am 8.7.2002

Zur Abschätzung von Spurenstofftransporten dient ein Boxmodell (Abb. 5-9). Schicht 1 repräsentiert dabei den mittleren Massenfluss, wie er sich aus den Messungen an verschiedenen Punkten im Alpenvorland ergab. Der in Abb. 5-9 angegebene Fluss stellt den Mittelwert für die gesamte Dauer der Einströmphase dar, also für den Zeitraum 12–20 Uhr MEZ. Dieses Volumen wird konvektiv in die Box 2 (Mischungsbox) zugemischt, deren südliche Begrenzung im Inntal und deren Nordrand an den Beginn der Alpen gelegt wurde, wo die Berggipfel eine Höhe von ~1800 m überschreiten. Die Obergrenze von Box 2 konnte anhand von Flugzeugmessungen festgelegt werden. Der nordwärts gerichtete Massenstrom in der Höhe ergab sich aus den Windmessungen an der Zugspitze und von Flugzeugen aus. Über dem Wetterstein- bzw. dem Karwendelmassiv ist der Massenfluss wegen der Überströmung am höchsten und nimmt nach Norden hin wegen des Absinkens ab. Verschiedene Abschätzungen haben ergeben, dass das Volumen der Einströmschicht am Tag komplett ersetzt wird.

Vergleicht man die mit dem Boxmodell berechneten Konzentrationen mit vom Flugzeug gemessenen Werten, so ergibt sich gute Übereinstimmung anhand von Benzol- und Toluoldaten. Die Messungen in der Mischungszone bestätigten die berechneten Werte gut, das Boxmodell erweist sich daher als brauchbarer Ansatz.

Vom Hochgebirge gibt es eine Reihe von Berichten über eine Zunahme der Schadstoffbelastung von Seen

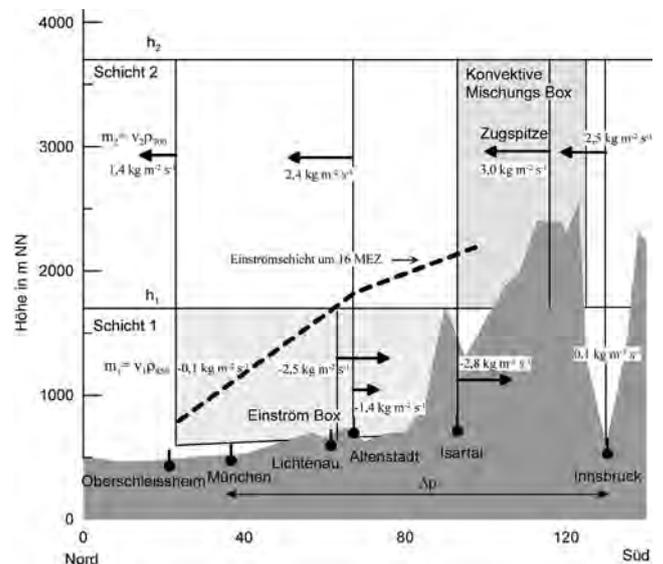


Abb. 5-9: Boxmodell zur Abschätzung der Massenströme und konvektiven Mischungsvorgänge. Ausführliche Erklärung siehe Text.

und Böden mit Zunahme der Höhe. Dabei handelt es sich um semivolatile Substanzen wie polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAH) oder persistente organische Schadstoffe (POP's; WEISS 2002) oder Quecksilber. Von diesen Substanzen nimmt man an, dass sie in Gebieten mit niedriger Temperatur stärker kondensieren und sich anreichern, wofür die Voraussetzungen in polaren Breiten oder in den Hochalpen bestehen. So wurde in kalten Alpenseen eine hundertfache Anreicherung von PCB-180 gegenüber warmen Seen nachgewiesen (GRIMALD et al. 2001). Auch Fichtennadeln oder Waldböden zeigen eine Höhenzunahme vieler Schadstoffe. Ähnliche Beobachtungen zur Höhenzunahme liegen auch aus Kanada vor (BLAIS et al. 1998; BANIC et al. 2003).

Alpines Pumpen ist als einer der Prozesse zu verstehen, die den Stoffeintrag in die Hochlagen von Gebirgen erheblich verstärken. Während für viele Substanzen Alpines Pumpen nur einen verstärkten Vertikaltransport bedeutet, kondensieren und akkumulieren sich semivolatile Substanzen über diesen Mechanismus in den Hochlagen.

7 Schlussfolgerungen

An Tagen mit hoher Einstrahlung entwickelt sich eine thermisch angetriebene Zirkulation zwischen Alpen und Alpenvorland. Das Phänomen tritt von April bis August an 42 % der Tage in ausgeprägter Form und an weiteren 45 % der Tage von März bis Oktober in mäßiger Ausprägung auf. Die angesaugte Luft wird über den Nordalpen (zwischen Alpenrand und Inntal) konvektiv nach oben gemischt und von der synoptischen Strömung der freien Troposphäre weiter verfrachtet. Alpines Pumpen erfasst auch Gebiete wie die hochindustrialisierte Po-Ebene, deren Emissionen somit ebenfalls verstärkt in die freie Troposphäre gelangen. Globale Chemie-Transport-Modelle, die eine Gitterweite von etwa 300 km haben, unterschätzen diese Verstärkung des Vertikalaustausches durch Gebirgsräume, weshalb die globalen Budgets von Spurenstoffen immer noch unbefriedigend sind (SCHULZ und BEY 2004).

Die mit Alpinem Pumpen entstehenden Druckgradienten sind im Prinzip geeignet, die numerischen Wetterprognosemodelle zu verbessern. In diesen Modellen ist die Orographie stark geglättet, Erwärmungseffekte auf das in alpinen Tälern reduzierte Luftvolumen werden damit zwangsläufig unterschätzt. Dies wirkt sich auch auf Flüsse von Impuls, Feuchte und Wärme und somit auf den Vertikalaustausch aus, mit entsprechenden Folgen in der Wolkenbildung und für die Strahlungsumsetzung in der Atmosphäre. Diesbezügliche Parameterisierungen im Modell können mittels der hier bestimmten Druckgradienten so modifiziert werden, dass eine bessere Übereinstimmung mit den beobachteten Gradienten erreicht wird.

Mit dem Alpinen Pumpen werden Luftbeimengungen aus bodennahen Emissionsgebieten in den Alpenraum verfrachtet. Insbesondere semivolatile, toxische Substanzen können bei niedrigen Temperaturen in den Hochlagen wieder kondensieren und tragen hier zur Belastung des Ökosystems bei. Solche Substanzen akkumulieren sich in den Hochlagen und bewirken daher oft eine Zunahme der Belastung mit zunehmender Höhe.

Literatur

- BANIC, C. M., S. T. BEAUCHAMP, R. J. TORDON, W. H. SCHROEDER, A. STEFFEN, K. A. ANLAUF, H. K. T. WONG, 2003: Vertical distribution of gaseous elemental mercury in Canada. *J. Geophys. Res.* **108**, 61-613.
- BLAIS, J. M., D. W. SCHINGLER, D. C. G. MUIR, D. B. DONALD, B. ROSENBERG, 1998: Accumulation of persistent organochlorines in mountains of western Canada. *Nature* **395**, 585-588.
- EGGER, J., 1990: Thermally forced flows: theory. In: BLUMEN, W. (Hrsg.): Atmospheric processes over complex terrain. *Meteorol. Monographs* **23**, 43-58.
- FINKE, U., T. HAUF, 1996: The characteristics of lightning occurrence in southern Germany. *Beitr. Phys. Atmos.* **69**, 361-374.
- GANTNER, L., M. HORNSTEINER, J. EGGER, G. HARTJENSTEIN, 2003: The diurnal circulation of Zugspitzplatt: Observations and modelling. *Meteorol. Z., N. F.* **12**, 95-102.
- GRIMALD, J. O., P. FERNANDEZ, L. BERDIE, R. VILANOVA, J. CATALAN, R. PSENNER, R. HOFER, P. G. APPLEBY, B. O. ROSSELAND, L. LIEN, J. C. MASSABUAU, R. W. BATTARBEE, 2001: Selective trapping of organochloric compounds in mountain lakes of temperate areas. *Envir. Sci. Technol.* **35**, 2690-2697.
- HOINKA, K. P., 1980: Synoptic-scale atmospheric features and Föhn. *Beitr. Phys. Atmos.* **53**, 485-507.
- KÄSTNER, M., K. T. KRIEBEL, 2001: Alpine cloud climatology using long-term NOAA-AVHRR satellite data. *Theor. Appl. Climatol.* **68**, 175-195.
- KÄSTNER, M., P. BISSOLLI, K. HÖPPNER, 2004: Comparison of a satellite based Alpine cloud climatology with observations of synoptic stations. *Meteorol. Z., N. F.* **13**, 233-243.
- LUGAUER, M., P. WINKLER, 2002: Alpines Pumpen – Thermische Zirkulation zwischen Alpen und bayerischem Alpenvorland. *DWD-FE-Arbeitsergeb.* Nr. **72**, Selbstverlag des DWD, Offenbach/Main, 39 S.
- LUGAUER, M., P. WINKLER, 2005: Thermal circulation in South Bavaria – climatology and synoptic aspects. *Meteorol. Z., N. F.* **14**, 15-30.
- METEOSCHWEIZ, 1985: Alpenwetterstatistik – Witterungskalender – Beschreibung der einzelnen Parameter. Selbstverlag Meteoschweiz, Zürich, 26 S.
- NICKUS, U., I. VERGEINER, 1984: The thermal structure of the Inn valley atmosphere. *Arch. Meteorol. Geophys. Biokl.* **A33**, 199-215.
- PREVOT, A., S. H. J. DOMMEN, M. BÄUMLE, M. FURGER, 2000: Diurnal variations of volatile organic compounds and local circulation systems in an Alpine valley. *Atmos. Environ.* **34**, 1413-1423.

- REITEBUCH, O., A. DABAS, P. DELVILLE, P. DROBINSKI, L. GANTNER, 2003a: Characterization of Alpine pumping by airborne Doppler lidar and numerical simulations. *Int. Conf. Alp. Meteorol., Brig 2003, Publications of MeteoSwiss* No. **66**, 134-137; online unter <http://www.map.meteoswiss.ch/map-doc/icam2003/396.pdf>
- REITEBUCH, O., H. VOLKERT, C. WERNER, A. DABAS, P. DELVILLE, P. DROBINSKI, P. H. FLAMANT, E. RICHARD, 2003b: Determination of airflow across the Alpine ridge by a combination of airborne Doppler lidar, routine radiosounding and numerical simulations. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **129**, 715-727.
- REITEBUCH, O., A. DABAS, P. DELVILLE, P. DROBINSKI, L. GANTNER, S. RAHM, M. WEISSMANN, 2004: The Alpine mountain-plain circulation „Alpine pumping“: Airborne Doppler Lidar Observations at 2 μ m and 10.6 μ m and MM5 simulations. Reviewed and Revised Papers at 22th Int. Laser Radar Conference, *ESA spec. Publ.* **561**, 747-750.
- SCHÜEPP, M., 1979: Witterungsklimatologie, - Klimatologie der Schweiz, Band 3. – Beiheft zu den *Annal. der Schweizer Meteorol. Anstalt* (Jahrgang 1978), 93 S.
- SCHULZ, M. G., I. BEY, 2004: Numerical modelling of long-range pollution transport. In: The handbook of environmental chemistry, 4, Part G. *Springer-Verlag*, Heidelberg und Berlin, 197-223.
- STEINACKER, R., 1984: Area – height distribution of a valley and its relation to the valley wind. *Beitr. Phys. Atmos.* **57**, 64-71.
- WHITEMAN, C. D., 1990: Observation of thermally developed wind systems in mountainous terrain. In: BLUMEN, W. (Hrsg.): Atmospheric processes over complex terrain. *Meteorological Monographs* **23**, 5-42.
- WHITEMAN, C. D., 2000: Mountain Meteorology. *Oxford University Press*, New York, 376 S.
- WEISS, P., 2002: Organische Schadstoffe an entlegenen Waldstandorten Sloweniens und Kärntens. Selbstverlag Umweltbundesamt, Wien, 121 S., ISBN 3-85457-616-1.
- WEISSMANN, M., F. J. BRAUN, L. GANTNER, G. MAYR, S. RAHM, O. REITEBUCH, 2005: The Alpine mountain-plain circulation: Airborne Doppler lidar measurements and numerical simulations. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 3095-3109.
- WOTAWA, G., H. KRÖGER, A. STOHL, 2000: Transport of ozone towards the Alps – results from trajectory analyses and photochemical model studies. *Atmos. Environ.* **34**, 1367-1377.

J. EGGER

6 Thermische Zirkulation von Hochplateaus: Messung und Modellierung

Thermal circulation of grand plateaus: Observations and modelling

Zusammenfassung

An den großen Hochplateaus der Erde bildet sich nahezu täglich eine thermische Zirkulation. Der Zustrom während des Tages erfolgt vor allem durch die Pässe, die das Hochland mit dem umgehenden Tiefland verbinden. Beobachtungen dieser Zirkulation werden beschrieben ebenso wie die Ergebnisse entsprechender numerischer Rechnungen.

Abstract

At the grand mountain plateaus of the earth thermal circulation patterns form almost daily. The inflow during the day occurs through passes which link the plateau with the surrounding low-lands. In this contribution observations of such circulations are described as well as accompanying calculations.

1 Einleitung

Wer sich den großen Hochplateaus der Erde, dem tibetischen Hochland oder dem Altiplano der Anden, durch die zuführenden Täler nähert, wird fast immer durch die Intensität der Talwinde beeindruckt sein, die sich untermittags entwickeln und zu den Hochebenen gerichtet sind. Nachts ist der gegenläufige Talauswind nur schwach ausgeprägt. Eine naheliegende Erklärung für dieses Phänomen ergibt sich aus der Einsicht (z. B. FLOHN 1953), dass diese Hochebenen den Tag über als hochgelegene Wärmequellen fungieren. Folglich sollten sie dann relativ niedrigen Bodendruck haben, der solches Einströmen begünstigt. FLOHN (1968) hat Radiosondendaten und Talwindbeobachtungen herangezogen, um diese Idee zu quantifizieren (Abb. 6-1). In seiner schematischen Darstellung in Abb. 6-1 geben die Pfeile die Differenz der Windrichtung zwischen 06:00 h und 18:00 h Ortszeit an. Demnach müsste am Morgen Einströmen zum Plateau herrschen, wobei

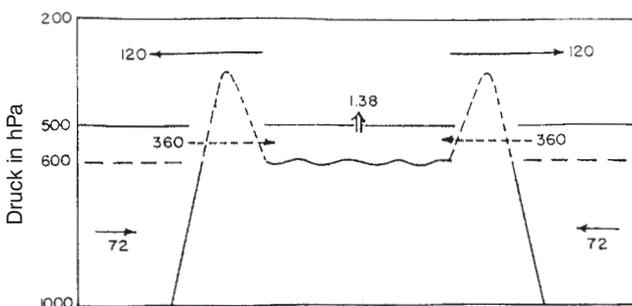


Abb. 6-1: Anhand von Beobachtungen geschätzte thermische Zirkulation des Hochlands von Tibet. Die Pfeile sind als Differenz der Strömung zwischen 06:00 h und 18:00 h in cm/s zu verstehen. Die strichlierten Pfeile deuten Strömungen durch Pässe an (nach FLOHN 1968).

Flohn auch auf die Rolle der Pässe hingewiesen hat. Der Zustrom von außen erfolgt auch unterhalb des Plateaus über die „Hänge“. Der Rückstrom findet sich in der Höhe. Gegen Abend dreht die Strömungsrichtung um. Flohn war sich bewusst, dass Radiosondendaten für diese Aufgabe nur bedingt geeignet sind, wie denn auch das Resultat in Abb. 6-1 der Erfahrung nicht so recht entspricht. Man würde ja eher Ausströmen am Morgen und Einströmen gegen Abend erwarten. Dennoch hat Flohn hier als erster die Zirkulation von Tibet anhand von Daten abgeschätzt.

Erstaunlicherweise hat sich an der Datenlage seit Flohn's Tagen bis in die 1990er Jahre nur wenig geändert. Die seitdem vorliegenden Analysen und Reanalysen bringen bezüglich dieser Thematik nur bedingt einen Fortschritt, da ihnen keine Messungen vor Ort zugrunde liegen und ihre räumliche Auflösung für die Erfassung von Tal- und Passwinden nicht ausreicht. Felder, wie sie MURAKAMI (1981) für Tibet produziert hat, geben sicherlich Aufschluß über die großräumige Umströmung von Tibet, aber kaum über deren Tagesgang. Andererseits liegen jetzt immerhin relativ detaillierte Messungen für das Tal des Kali Gandaki vor, eines Flusses, der auf der Südseite des Hochlands von Tibet entspringt, südwärts strömend die Himalayakette durchbricht und schließlich das Tiefland von Nepal erreicht (EGGER et al. 2002). Dieses Tal zeichnet sich durch besonders starke Taleinwinde aus. Ferner wurde 2003 eine Messkampagne im bolivianischen Altiplano unternommen, bei der der Tagesgang der Winde an sechs Pässen und in einem Tal untersucht wurde (EGGER et al. 2005). Die Ergebnisse dieser Unternehmungen werden im folgenden dargestellt und mit den Resultaten von Modellrechnungen verglichen, die parallel zu den Messungen durchgeführt wurden (ZÄNGL et al. 2001; ZÄNGL und EGGER 2005).

Entscheidend für den Erfolg dieser Messkampagnen war der Einsatz von ferngesteuerten Modellflugzeugen, die von W. Schäper und S. Lämmlein eigens für die Situation im Hochgebirge mit Starthöhen von mehr als 4000 m über NN entwickelt worden waren. Geringer Energiebedarf, bzw. geringer Bedarf an Füllgas und geringes Gewicht sind Grundvoraussetzungen für Messsysteme, die unter so extremen Bedingungen eingesetzt werden sollen. Radiosonden oder Fesselballone scheiden damit aus. Dagegen haben sich die batteriebetriebenen Flugzeuge mit ~1,30 m Länge und 2,10 m Spannweite und einem Gewicht von 3 kg ausgezeichnet bewährt (Abb. 6-2). Sie können Sensoren für Druck, Temperatur und Feuchte tragen, steigen im Durchschnitt bis zu 2000 m Höhe über den Startplatz und kommen nach 15 min zurück. Damit sind stündliche Sondierungen gut möglich. Eine gewisse Einschränkung besteht darin, dass der Flugbetrieb im Hochgebirge hohe Anforderungen an die Piloten stellt. Bei der Energieversorgung über Windgeneratoren kann es gelegentlich zu Engpässen kommen. Diese geringen Nachteile werden mehr als wettgemacht durch die hohe Mobilität und Verlässlichkeit dieses Messträgers.

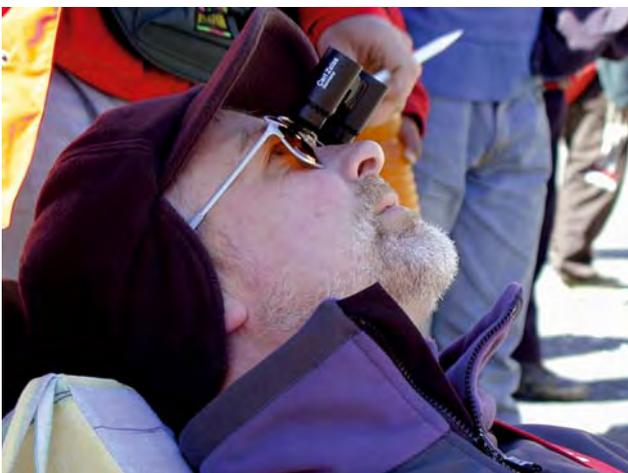


Abb. 6-2: Der Prototyp Kali mit dem Konstrukteur W. Schäper (oben). Der Pilot benutzt während des Fluges spezielle Ferngläser, um das Flugzeug bei Höhen von mehr als 1000 m gut verfolgen zu können (unten).

2 Messungen im Kali Gandaki

Das Tal des Kali Gandaki (schwarzer Fluß) verbindet Tibet mit dem tiefer gelegenen Teil von Nepal (Abb. 6-3). Der Fluß durchströmt zunächst das Becken von Mustang, einen Einbruchgraben von 15–20 km Breite und geringer Neigung, und trifft bei Marpha auf die Kette des Himalaya, die er in einer gut begehbaren Schlucht durchquert. Der Taleinwind setzt am späten Vormittag sowohl in der Schlucht als auch in Marpha und Jomsom ein. Messungen mit Pilotballonen zeigen (Abb. 6-4), dass sich die Winde zunächst in Bodennähe entwickeln, dann stärker werden und eine immer tiefere Schicht erfassen. Am Nachmittag sind Geschwindigkeiten von 15 m/s die Regel. Durch das Aufstellen von Dauerstationen längs des Tals gelang es nachzuweisen, dass das Talwindregime umso später einsetzt, je näher man sich bei Tibet befindet. Die zugehörige Geschwindigkeit des Vormarsches des Talwindregimes beträgt ~5 m/s. Dieser Befund liefert bereits einen Hinweis darauf, dass diese Talwinde primär nicht durch etwaigen tiefen Druck über Tibet hervorgerufen werden, das ~100 km weiter im Norden liegt. In diesem Falle wäre eine südwärts gerichtete Ausbreitung des Talwindsystems zu erwarten.

Die erste Messkampagnen von 1998 musste ohne Messflugzeuge auskommen, so dass nur Windprofile vermessen werden konnten (EGGER et al. 2000).

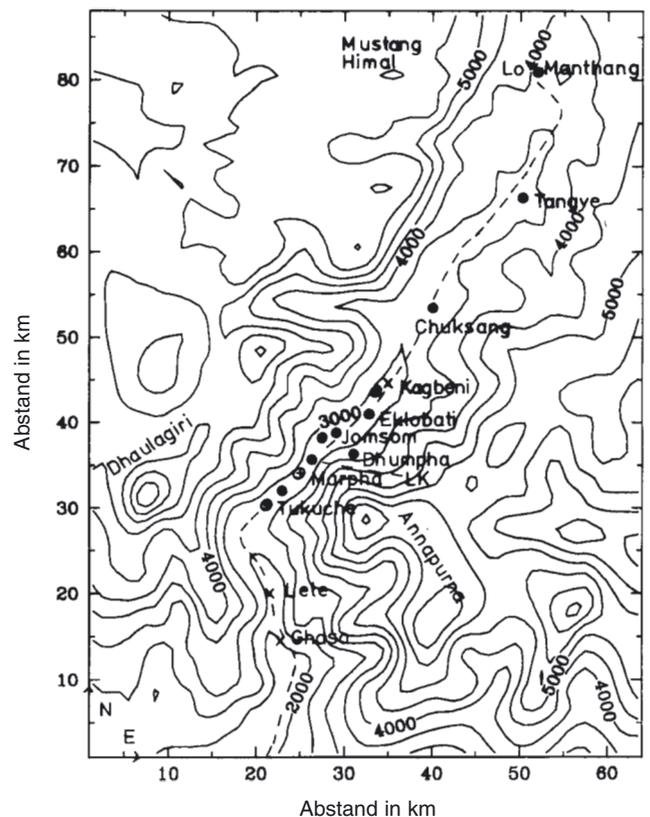


Abb. 6-3: Karte des Kali-Gandaki-Tals mit Höhenlinien (m). Flugzeugaufstiege wurden bei den schwarzen Punkten durchgeführt. Dauerstationen waren bei den Kreuzen eingerichtet. Die Grenze zu Tibet befindet sich nahe dem nördlichen Kartenrand.

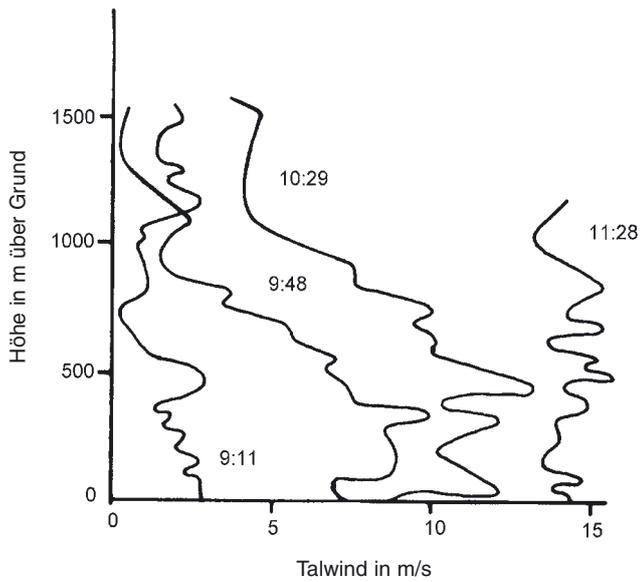


Abb. 6-4: Profile des Taleinwindes v (in m/s) in Marpha zu verschiedenen Zeiten am 25.9.1998.

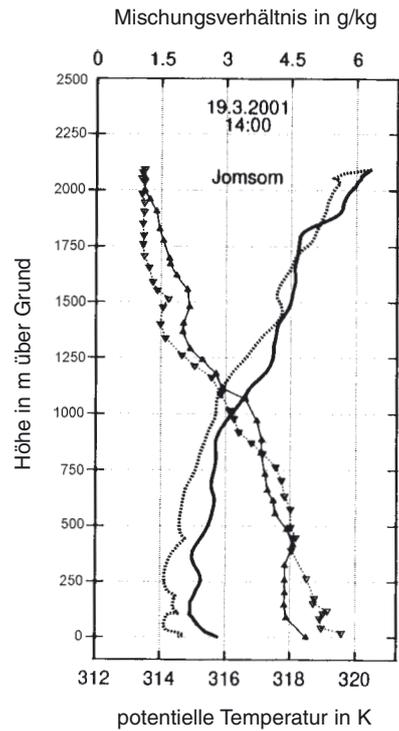


Abb. 6-6: Profile der potentiellen Temperatur (K; Aufstieg dunkle Linie; Abstieg punktiert) und des Mischungsverhältnisses (g/kg; Dreiecke mit Spitze nach oben/unten) am 19.3.2001 um 14:00 h in Jomsom.

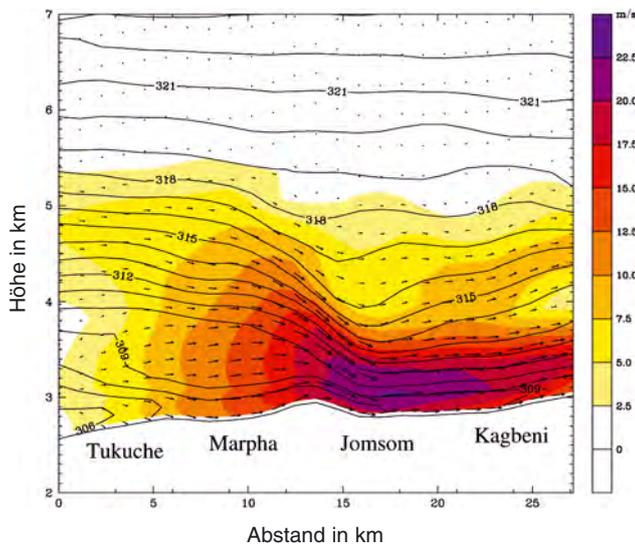


Abb. 6-5: Isentropen (Isolinienabstand 1 K) und Windvektoren in einem von Südwesten nach Nordosten orientierten Querschnitt längs des Kali-Gandaki-Tals um 15:00 h in einer numerischen Simulation von ZÄNGL et al. (2001). Schattierung: Windgeschwindigkeit in Schritten von 5 m/s, wobei das dunkle Feld Geschwindigkeiten > 20 m/s beinhaltet. Zur Lage der Ortschaften vgl. Abb. 6-3.

Simulationen mit dem Modell MM5 (ZÄNGL et al. 2001) ergaben eine erstaunlich gute Übereinstimmung der Rechenergebnisse mit diesen Messungen. Ferner legten die Simulationen nahe, dass man am Taleingang bei Marpha mit einer schießenden Strömung zu rechnen hat. Abb. 6-5 zeigt die Situation am Nachmittag, wo sich bei Jomsom ein bodennahes Starkwindband bildet. Die Isentropen verlaufen in der Schlucht (Tukuche-Marpha) halbwegs bodenparallel und steigen dann ab mit entsprechenden Beschleunigungen. In der Schlucht ist eine Art Inversion zu finden, nördlich von

ihr ist die Talwindschicht stabil geschichtet. Eine entsprechende Vertikalsondierung vor Ort ist in Abb. 6-6 zu sehen, die Profile der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte für einen Nachmittagstermin in Jomsom zeigt, der sich gut mit Abb. 6-4 vergleichen lässt. Die Talwindschicht ist den untersten 1000 m nahezu neutral geschichtet. Von einer Inversion ist nichts zu sehen, wiewohl in Jomsom auch Profile mit ausgeprägter Inversion gefunden wurden. Die Windmessungen ergaben ähnliche Profile wie in Abb. 6-4. Auch zeigte sich, dass die Windgeschwindigkeit in der Schlucht deutlich geringer ist als in Marpha und Jomsom. Insofern wird Abb. 6-5 durch die Messungen halbwegs bestätigt, auch wenn die Simulation der Struktur des Temperaturfeldes zu wünschen übrig lässt. Doch ergibt sich klar, dass die Hauptbeschleunigung der Talwinde beim Übergang aus der Schlucht in das Mustangbecken entsteht. Entsprechend muss der durch die Erwärmung des Mustangbeckens hervorgerufene Druckunterschied etwa zwischen Jomsom und der freien Atmosphäre südlich der Schlucht ein Hauptgrund für das Einsetzen der Talwinde sein. Ganz reicht diese Erklärung aber nicht hin, da die Simulationen gezeigt haben, dass für gute Rechenergebnisse die Berücksichtigung der Feuchte südlich des Himalayas wichtig ist.

Insgesamt folgt aus der Messkampagne, dass die starken Taleinwinde zwar Teil des thermischen Zirkulationssystems des riesigen Gebirgskomplexes von Tibet samt angrenzender Regionen sind, sich aber nicht der

Existenz der Hochebene selbst verdanken. Dieses Ergebnis wird durch weitere Rechnungen gestützt (ZÄNGL et al. 2001), in denen die Topographie bis zur Grenze von Tibet realistisch vorgegeben, die Hochebene von Tibet selbst aber entfernt wurde. Diese drastische Änderung hatte fast keinen Einfluss auf die Talwinde bei Marpha und Jomsom.

3 Messungen im Altiplano

Anders als beim Kali Gandaki haben sich im Altiplano die Messungen auf Passwinde konzentriert, um so die thermische Zirkulation einer Hochebene zu erfassen und nicht die von zuführenden Tälern. Auch wenn diese Messungen nicht immer unter einem günstigen Stern standen – Schneefälle, politische Unruhen und starke Überströmung haben die Messungen an drei Pässen behindert – so gelang es doch, erstmalig diese Zirkulation direkt nachzuweisen. Abb. 6-7 zeigt das Gelände an einem Pass im Süden Boliviens, jenseits dessen das Gelände nach Westen um gut 2000 Meter zur Atacamawüste abfällt. Der Startpunkt des Ballons ebenso wie die nördlich gelegene Laguna Ramadita liegen auf dem Altiplano, einer erstaunlich flachen Hochebene von etwa 200 km Ost-Weststreckung und einer Ausdehnung von etwa 1000 km in nordsüdlicher Richtung. Die Geländehöhe liegt durchweg über 4000 m. Am Morgen befand sich eine ausgeprägte Inversion über dem Becken. Am Vormittag des Messtages entwickelte sich zunächst östlicher Hangaufwind in Richtung des Passes zwischen den Vulkanen. Am Nachmittag setzte sich die thermische Zirkulation des Altiplano durch mit Westwinden bis in eine Höhe von etwa 800 m über Grund. Die Hangwinde werden durch das Einströmen vom Pass her unterdrückt. Der Ballon geriet über dieser Westwindenschicht in eine Zone östlicher Winde, die vermutlich dem auswärts gerichteten Ast der thermischen Zirkulation der Hochebene (siehe Abb. 6-1) zuzuordnen ist. Darüber traf der Ballon erneut auf eine westliche Strömung, die dem schwachen großräumigen Windfeld angehört.

Das Profil der potentiellen Temperatur zeigt, dass die konvektive Grenzschicht mehr als 2000 m mächtig ist und somit die das Altiplano begrenzenden Bergketten übersteigt. Die begleitenden Rechnungen haben ergeben, dass die thermische Zirkulation des Altiplano an den Pässen ihren Ausgang nimmt und der Zustrom von außen, nicht unähnlich einem Land-Seewind-System, allmählich ins Innere der Hochebene fortschreitet. Es zeigt sich aber auch, dass die Hangwindzirkulationen an den Abhängen des Altiplano sowohl nach Osten als nach Westen auf den Zustrom in die Hochebene fast keinen Einfluss haben. Dies entspricht dem Befund, dass die Winde im Tal des Kali Gandaki durch die Existenz des Plateaus von Tibet kaum beeinflusst werden.

Die Erstellung von Massenbilanzen aufgrund von Messungen, wie sie FLOHN (1968) vorschwebte, ist

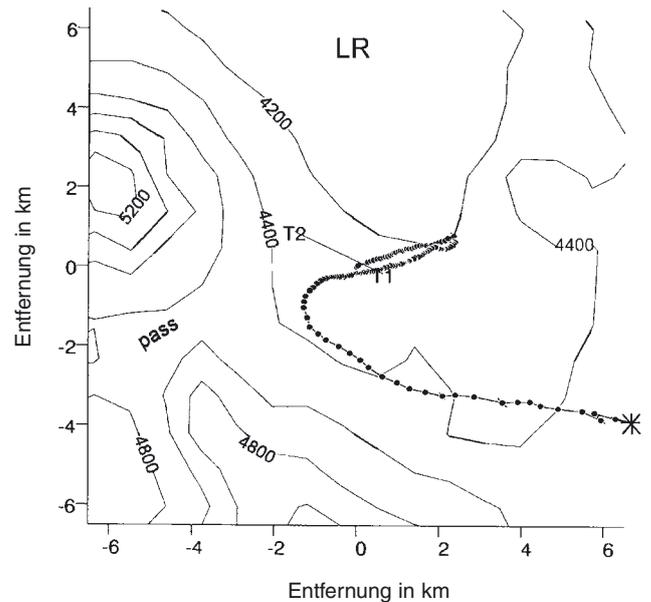


Abb. 6-7: Terrainhöhe (m über NN) und Theodolitenbasis $T_1 - T_2$ in der Nähe des Laguna Ramadita (LR) im südwestlichen Teil des Altiplano. Die Punkte geben die Trajektorie eines Ballons an, der am 8. August um 14:56 Lokalzeit gestartet wurde. Der Stern bezeichnet den Endpunkt in 8126 m Höhe über dem Startpunkt.

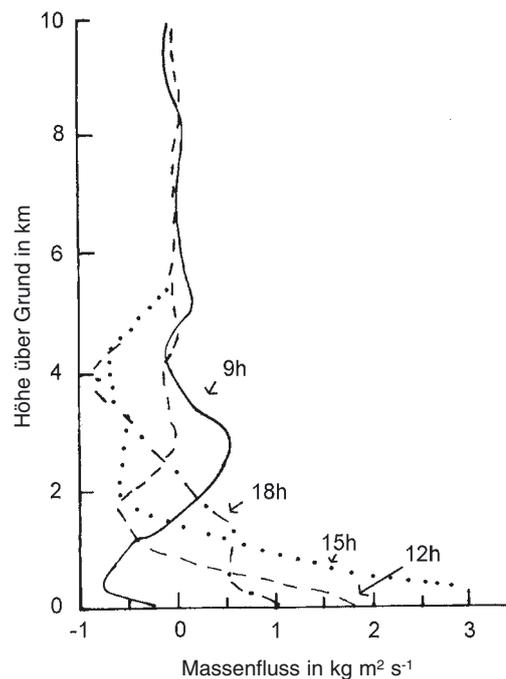


Abb. 6-8: Massenfluss in das Altiplano als Funktion der Höhe über Grund für verschiedene Tageszeiten. Die Massenflüsse in $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ sind mittlere Werte, die für die Höhe des Altiplano mit einem Faktor 0,8 auf Geschwindigkeiten in m/s umgerechnet werden können (nach ZÄNGL und EGGER 2005).

angesichts der komplizierten Topographie des Altiplano kaum möglich, doch bieten die Simulationen von ZÄNGL und EGGER (2005) einen gewissen Ersatz. Die errechneten Windprofile für die einzelnen Pässe

liegen immerhin so nahe an der gemessenen, dass eine Massenbilanz für das Altiplano aufgrund der numerischen Resultate als vernünftige Schätzung der wahren gelten kann. Abb. 6-8 zeigt den Zustrom in den bolivianischen Teil des Altiplano als Funktion der Höhe über dem Altiplano und der Tageszeit. Man sieht, dass um 9:00 h morgens, also drei Stunden nach Sonnenaufgang, leichtes Ausströmen in Bodennähe zu finden ist. Gegen Mittag wird das Einströmen in einer etwa 1 km mächtigen Schicht deutlich, wobei, was aus Abb. 6-8 nicht direkt zu ersehen ist, das Gros des Zustroms durch die Pässe erfolgt. Um 15:00 h ist auch der Rückstrom gut entwickelt. Der Zustrom ist nicht mehr auf die Pässe beschränkt. Der abendliche Abbau der Zirkulation schreitet zügig voran.

4 Schlussbemerkung

Die thermische Zirkulation der großen Hochebenen ist mit dem Phänomen des alpinen Pumpens (WINKLER et al; Kapitel 5 in diesem Heft) verwandt, bei dem man ja auch am Tage Einströmen in die Gebirgsregion hat, wobei die Täler bevorzugte Pforten des Zustroms sind. Doch sieht man den entscheidenden Unterschied sofort anhand eines Gedankenexperiments. Man versetze das Altiplano samt seinen Randgebirgen und Pässen auf Meereshöhe und lasse es von einer großen Ebene umgeben sein. Diese Struktur würde tagsüber keinerlei großräumige thermische Zirkulation auslösen, während das Alpine Pumpen auch in der Poebene seine Wirkung zeigt, die fast auf Meereshöhe liegt.

Die Erforschung des Tagesgangs der thermischen Zirkulation von Hochebenen hat auch ihre angewandte Seite. Verlässliche und kräftige Windsysteme eignen sich für den Einsatz von Windgeneratoren. Ein ent-

sprechender Versuch in Kagbeni vor etwa 15 Jahren ist zwar fehlgeschlagen, wohl wegen der extremen Verhältnisse in puncto Böigkeit und Staub. Doch darf man vermuten, dass die Gewinnung von Windenergie in Bolivien bald etabliert sein wird.

Literatur

- EGGER, J., S. BAJRACHAYA, U. EGGER, R. HEINRICH, J. REUDER, P. SHAYKA, H. WENDT, V. WIRTH, 2000: Diurnal winds in the Himalayan Kali Gandaki valley. Part I. Observations. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 1106-1122.
- EGGER, J., R. HEINRICH, P. KOLB, M. MECH, J. REUDER, J. SCHWEEN, H. WENDT, S. BAJRACHAYA, P. SHAYKA, S. LÄMLEIN, W. SCHÄPER, 2002: Diurnal winds in the Himalayan Kali Gandaki valley. Part III: Remotely piloted aircraft soundings. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 2042-2058.
- EGGER, J., R. HEINRICH, P. KOLB, M. LEEB, S. MAYER, J. REUDER, J. SCHWEEN, L. BLACUTT, F. GHEZZI, E. PALENQUE, R. TORREZ, F. ZARATTI, S. LÄMLEIN, W. SCHÄPER, 2005: Diurnal circulation of the Bolivian Altiplano, Part I: Observations. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 911-924.
- FLOHN, H., 1953: Hochgebirge und allgemeine Zirkulation II. Die Gebirge als Wärmequellen. *Arch. Meteorol. Geophys. Biokl.* **A5**, 265-279.
- FLOHN, H., 1968: Contributions to a meteorology at the Tibetan Highlands. *Atmos. Sci. Pap.* **130**, Ft. Collins, Col State Univ., 1-120.
- MURAKAMI, T., 1981: Orographic influence of the Tibetan Plateau on the Asiatic Winter Monsoon Circulation. Part II: Diurnal variations. *J. Meteorol. Soc. Jap.* **59**, 66-84.
- ZÄNGL, G., J. EGGER, V. WIRTH, 2001: Diurnal winds in the Himalayan Kali Gandaki valley. Part I. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 1062-1080.
- ZÄNGL, G., J. EGGER, 2005: The diurnal circulation of the Bolivian Altiplano. Part II. Theoretical aspects. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 3624-3643.

J. EGGER, K.-P. HOINKA

7 Austausch von atmosphärischem Drehimpuls an Gebirgen

Mountain-induced transfer of atmospheric angular momentum

Zusammenfassung

An Gebirgen tauscht die Atmosphäre Drehimpuls mit der Erde aus. Die zugehörigen Prozesse werden an einem einfachen Beispiel diskutiert und anhand von Beobachtungen illustriert. Weiter wird die Bedeutung dieses Austauschs für die globale Zirkulation kurz beleuchtet.

Abstract

Along mountain ranges the atmosphere exchanges angular momentum with the solid earth. The acting mechanisms are discussed for a simple example and become illustrated through observations. Furthermore the relevance of the exchange for the global atmospheric circulation is mentioned.

1 Das Problem

Die Atmosphäre tauscht an Gebirgen Drehimpuls mit der Erde aus. Dieser Austausch spiegelt sich nicht nur in der Um- und Überströmung der Gebirge, sondern beeinflusst auch die globale Zirkulation. Dabei ist

$$m = \rho (u + \Omega a \cos \varphi) a \cos \varphi \quad (1)$$

der Beitrag einer Volumeneinheit zur axialen Komponente des Drehimpulses, wobei ρ die Dichte, u die Windgeschwindigkeit in zonaler Richtung, a der Erdradius, φ die Breite und $\Omega = 2\pi/\text{Tag}$. Ein Austausch von atmosphärischem Drehimpuls mit der Erde kann als Änderung von u zu Buche schlagen, also als Beschleunigung oder Abbremsung der Zonalwinde, mag aber auch zu Änderungen der Massenverteilung führen.

Zur Einführung in die Austauschvorgänge betrachten wir einen meridional orientierten Berg der Höhe $h = 1000$ m, der Länge $D_y = 1000$ km und der Breite 100 km, dessen Wände senkrecht von einer Hochebene nach allen Seiten abfallen (Abb. 7-1). Der Berg wird von Westen mit der Geschwindigkeit U angeströmt. Der Luftdruck p_w an der Westwand sei um 10 hPa höher als der an der Ostwand p_o . Die Atmosphäre sucht somit den Berg nach Osten zu beschleunigen und sollte umgekehrt eine Beschleunigung nach Westen erfahren. Um diese zu bestimmen, ziehen wir zunächst die verstümmelte Gleichung für zonalen Impuls

$$\rho_s \frac{dU}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad (2)$$

heran, wo $\rho_s = 1 \text{ kg/m}^3$ als konstant angenommen sei. Die Erdrotation ist in Gl. (2) vernachlässigt. Integration von Gl. (2) über ein Kontrollvolumen V ($V = H D_x D_y$; $H = 10$ km; Höhe der Atmosphäre) der

Breite $D_x = 200$ km, das gemäß Abb. 7-1 den Berg einschließt, liefert

$$M_L \frac{dU}{dt} = \{(p_o - p_w) - (p_1 - p_2)\} h D_y, \quad (3)$$

wobei p_1 (p_2) der Druck am rechten (linken) Gebietsrand ist. Die Druckdifferenz ($p_1 - p_2$) verschwinde oberhalb des Gebirges und hänge unterhalb nicht von der Höhe ab. Wir schätzen die Masse der Luft in V auf $M_L \sim 10^4 D_x D_y \sim 2 \times 10^{15}$ kg. Somit wird über den Druckunterschied am Berg eine Kraft von 10^{12} N auf diese Masse ausgeübt, der einer Abbremsung $\frac{dU}{dt} \sim -5 \times 10^{-4} \text{ m/s}^2$ entspricht. Diese würde in einem

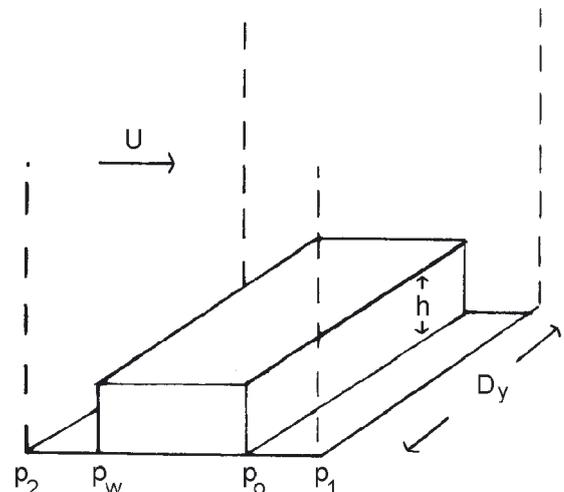


Abb. 7-1: Schematische Darstellung zur Entstehung von orographischen Drehmomenten. Gezeigt ist ein kubisches Hindernis in einem Kontrollvolumen (gestrichelt). Der Druck beträgt p_o, p_w an den Bergwänden und p_1, p_2 an der Berandung des Kontrollvolumens, das bis in die Stratosphäre reicht.

Tag eine Verminderung von U um 43 m/s im Kontrollgebiet hervorrufen. Dies ist ein enorm hoher Wert, wiewohl der angenommene Druckunterschied von 10 hPa keineswegs unrealistisch ist. Man mag einwenden, dass der Druckunterschied ($p_1 - p_2$) an der Berandung von V diesen Effekt zumindest teilweise aufheben kann. Doch auch dann können erstaunlich starke Abbremsungen übrig bleiben, Grund genug, um sich um den Einfluss von Druckunterschieden an Bergen auf den Impuls der Atmosphäre zu kümmern.

Das genannte Beispiel wirft sofort folgende Fragen auf:

1. Ist die Berechnung des Bergeffekts gemäß Gl. (3) allgemein richtig?
2. Ist Gl. (2) adäquat? Darf man die Erddrehung vernachlässigen? Spielen Impulsflüsse eine Rolle?
3. Wodurch entstehen die Druckunterschiede am Berg?
4. Ist die Wahl des Kontrollgebiets wichtig?

Auch wenn eine eingehende Behandlung dieser Punkte im Rahmen dieses Hefts unmöglich ist, so wird doch im folgenden Abschnitt versucht auf die Fragen 1 bis 4 zu antworten. Diese Antworten werden im dritten Abschnitt anhand von Beobachtungen illustriert. Der letzte Abschnitt behandelt die globale Bedeutung der Gebirgseffekte.

2 Antworten

Zur *ersten Frage* lässt sich sagen, dass die vorgenommene Berechnung des Druckeffekts auch bei realistischen Berghöhen $h(x, y)$ halbwegs richtig ist. Man hat den Druckgradienten über das Volumen des Kontrollgebiets zu integrieren und erhält anstelle des Ausdrucks $\{(p_0 - p_w) h D_y\}$ in Gl. (3) die Kraft

$$T_\lambda = \int_S \frac{\partial p_B}{\partial x} h dx dy \tag{4}$$

mit Bodendruck p_B und S als Bodenfläche des Kontrollvolumens. Fällt der Bodendruck über den Bergen nach Osten hin ab, so wird einer nicht rotierenden Atmosphäre zonaler Impuls entzogen. Analog kann man die zweite Bewegungsgleichung heranziehen. Dann ist T_λ durch eine Kraft

$$T_\varphi = \int_S \frac{\partial p_B}{\partial y} h dx dy \tag{5}$$

zu ersetzen, die in die meridionale Richtung weist. Auch Meridionalimpuls kann an Bergen ausgetauscht werden.

Die *zweite Frage* ist zu verneinen. Man mag die Erdrotation vernachlässigen, wenn es sich um Hügel oder kleine Gebirgsstöcke handelt, doch spielen Impulsflüsse in der Bilanz immer eine Rolle. Impuls wird in das

Kontrollgebiet hinein transportiert und ebenso auch heraus. Dieser Transport kann mit Massenflüssen verbunden sein, doch können auch Wellen Impuls transportieren. Die Flüsse können sowohl die seitlichen Berandungen nutzen als auch den Deckel des Kontrollvolumens. So zielen viele der Arbeiten zum Impulstransport durch Schwerewellen auf vertikale Wellenausbreitung (BOUGEAULT et al. 1993).

In der Regel ist auch die Erdrotation zu berücksichtigen. Im rotierenden Koordinatensystem wird der Kraftvektor durch den Drehmomentvektor („torque“) ersetzt und der Impulsvektor geht entsprechend in den Drehimpulsvektor („angular momentum“) über. Insbesondere bietet Gl. (1) den Beitrag eines Einheitsvolumens zur axialen Komponente des Drehimpulses in Richtung der Erdachse.

In Gl. (1) ist $(u + \Omega a \cos \varphi)$ die Zonalgeschwindigkeit in einem nicht rotierenden Absolutsystem und der Faktor $(a \cos \varphi)$ gibt den Abstand zur Erdachse an. Es gilt

$$\frac{\partial}{\partial t} m + \nabla_3 \cdot (\mathbf{v}m) = - \frac{\partial p}{\partial \lambda} \tag{6}$$

(∇_3 Nablaoperator auf der Kugel; \mathbf{v} Geschwindigkeitsvektor), wobei auf die Repräsentation subskaliger Turbulenz- und Reibungseffekte verzichtet sei. Der vertraute Coriolisterm $-f v$, mit $f = 2 \Omega \sin \varphi$, ist in Gl. (6) enthalten.

Die Gl. (6) bildet die Grundlage für alle Studien zur axialen Komponente der globalen Drehimpulsbilanz. Die Form des Terms T_λ in Gl. (4) ändert sich beim Übergang zur Gl. (6) nur geringfügig, indem die

Druckableitung durch $\frac{\partial p}{\partial \lambda}$ zu ersetzen und die Flä-

chenintegration auf der Kugel auszuführen ist. Dieser gegenüber T_λ modifizierte Term ist dann ein Drehmoment und wird gewöhnlich mit der Einheit Hadley = $10^{18} \text{ kg m}^2 \text{ s}^{-2} = 10^{18} \text{ J}$ angegeben. Setzt man für das Beispiel in Abb. 7-1 Verhältnisse in mittleren Breiten an, so ergibt sich nach Multiplikation von T_λ mit dem Abstand $(a \cos \varphi)$ von der Erdachse ein Drehmoment von 4 bis 5 Hadley.

Es gibt noch zwei weitere Komponenten des Drehimpulsvektors, die in der Äquatorialebene eingebettet sind, die sog. „äquatorialen“ Komponenten. Diese erfassen den Drehimpuls von Meridionalbewegungen und haben Bilanzgleichungen, die etwas komplizierter sind als Gl. (6). Sie werden im Folgenden nur streifend behandelt, da ihre Diskussion nicht ergiebig ist.

Die Frage nach der Herkunft der Druckunterschiede am Berg (*Frage 3*) ist einerseits trivial. Das Bodendruckfeld weist überall auf der Welt Gradienten auf

und so auch in Bergregionen. Damit hat man automatisch Drehmomente. Doch können Berge Schwerewellen, Trägheitsschwerewellen und Rossbywellen anregen, die ihrerseits das Druckfeld beeinflussen und Drehimpuls durch die Ränder des Kontrollgebiets transportieren. Obendrein erzwingen die Berge eine Umströmung, die nahezu automatisch Drehimpulstransporte vollführt. Entsprechend spiegelt sich in den beobachteten Werten der Drehmomente auch die Umströmung der Berge.

Die Wahl des Kontrollgebietes (*Frage 4*) ist frei. Allerdings muss man, um die Tendenz des Drehimpulses abzuschätzen, die Flüsse durch die Berandung ebenso kennen, wie die Druckverteilung an der Berandung des Integrationsgebiets. Das war bei unserer anfänglichen Abschätzung nicht der Fall. Die errechnete starke Impulsenahme aus dem Kontrollvolumen ist Folge der Vernachlässigung der Flüsse über die Berandung des Kontrollvolumens und der Drücke p_1, p_2 . Für die Wahl eines globalen Kontrollgebiets spricht, dass man dann die Transporte nicht zu kennen braucht. Auch ist dann $p_1 = p_2$.

3 Beobachtungen

Die vielleicht genaueste und umfassendste Impulsbilanz wurde im Rahmen des Projekts PYREX (BOUGEAULT et al. 1993; vgl. auch VOLKERT; Kapitel 8 in diesem Heft) erstellt für ein Kontrollvolumen, das den östlichen Teil der Pyrenäen überdeckt. Die Pyrenäen sind west-östlich orientiert. Entsprechend beeinflussen sie den Impuls der meridionalen Windkomponente mehr als den der zonalen, so dass Gl. (5) heranzuziehen ist. An sich müsste sich eine Bilanzierung dann auf die Erhaltungsgleichungen für die äquatorialen Komponenten des Drehimpulses stützen. Doch sind die Abmessungen der Pyrenäen so geartet, dass eine lokale Betrachtungsweise ausreicht und Gl. (5) herangezogen werden kann. Abb. 7-2 zeigt eine Schätzung von T_φ , die auf Druckmessungen längs einer nord-südlich orientierten Mess-Strecke beruht. Die Werte sind in Pa angegeben und müssten mit der Gesamtfläche der Pyrenäen multipliziert werden, um T_φ gemäß Gl. (5) zu entsprechen. Das führt bei Spitzenereignissen auf Werte, die etwa ein Zehntel des im Zusammenhang mit Abb. 7-1 genannten Beispielwerts betragen. Positive Werte in Abb. 7-2 zeigen an, dass positiver meridionaler Drehimpuls auf die Atmosphäre übertragen wird. Diese Übertragungsraten schwanken mit der synoptischen Entwicklung. Relativer Tiefdruck in Spanien gegenüber Frankreich entspricht positiven Werten.

Die Impulsbilanzierung für die Pyrenäen wurde von BOUGEAULT et al. (1993) nicht in Drehimpulsform vorgenommen, sondern für die meridionale Impulsgleichung. Dies führt dazu, dass in der Bilanz das orographische Drehmoment fast ausschließlich durch den Coriolisterm ausgeglichen wird. Das ist nicht sonder-

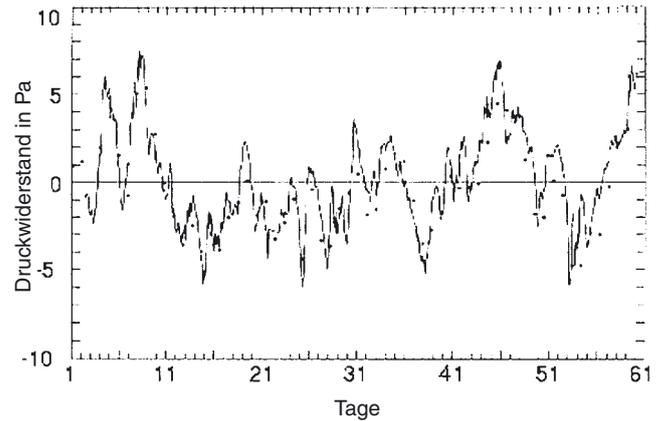


Abb. 7-2: Abschätzung des durch den östlichen Teil der Pyrenäen ausgeübten meridionalen Drehmoments. Die angegebenen Werte in Pa müssen mit der Grundfläche multipliziert werden, um T_φ zu erhalten. Die einzelnen Punkte repräsentieren die Schätzung, die sich ausschließlich auf Messungen des Bodendrucks in Pau (Frankreich) und Zaragossa (Spanien) stützen (aus BOUGEAULT et al. 1993).

lich überraschend. Erweitert man Gl. (2) um den Coriolisterm zu

$$\rho_s \frac{dU}{dt} - \rho_s f v = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad (7)$$

und spaltet

$$v = v_g + v_{ag}$$

in einen geostrophischen und einen ageostrophischen Anteil auf, so liefert eine angenäherte Integration der Definitionsgleichung

$$\rho_s f v_g = -\frac{\partial p}{\partial x} \quad (8)$$

über das Kontrollvolumen die Beziehung

$$\int \rho_s v_g f dv = \{(p_o - p_w) - (p_1 - p_2)\} h D_y, \quad (9)$$

wobei wieder angenommen wird, dass oberhalb des Berges die Druckdifferenz ($p_1 - p_2$) verschwindet und unterhalb nicht von der Höhe abhängt. Wenn die Differenz der Randdrücke relativ klein ist, so gleicht der Coriolisterm allein schon fast das orographische Drehmoment aus. BOUGEAULT et al. (1993) haben somit nachgewiesen, dass ein großer Anteil des orographischen Drehmoments durch Transporte von Drehimpuls mit der synoptischen Strömung ausgeglichen wird. Die verbleibende Tendenz der meridionalen Windkomponente ist relativ klein. Es konnte ferner gezeigt werden, dass durch die Pyrenäen angeregte Schwerewellen bei einzelnen Ereignissen Meridionalimpuls zu den Pyrenäen heruntertransportieren. Insgesamt unterstützen die Ergebnisse von PYREX die Sicht, dass sich der Transfer von Drehimpuls an Gebirgen nur bedingt in Änderungen der Windgeschwindigkeit niederschlägt und hauptsächlich durch Transporte aufgefangen wird.

Die Entstehung von Situationen mit orographischen Drehmomenten wird gut durch Abb. 7-3 (c, d) beleuchtet, wo die berechnete Regression des Bodendrucks in der Umgebung von Grönland auf das zonale Drehmoment von Grönland für zwei zeitliche Verschiebungen τ gezeigt ist. Ist $\tau = 0$ wie in Abb. 7-3c, so sieht man ein Bodendruckmuster, das typisch ist für gleichzeitigen positiven Drehimpulsaustausch an Grönland. Es findet sich ein Tief in der Nähe der Südspitze und ein Hoch im Nordosten. Nach Gl. (4) ist klar, dass bei dieser Druckverteilung Drehimpuls auf die Atmosphäre übertragen wird. Zwei Tage nach dem Austauschereignis ($\tau = 2$ Tage) hat sich das Hoch nach Osten verlagert und befindet sich über dem Nordatlantik, aber mit verringelter Stärke. Der Austausch von Drehimpuls hat fast aufgehört. Die entsprechenden Druckfelder in einer Höhe von 5,5 km (Abb. 7-3a, b) zeigen bei Verschiebung $\tau = 0$ einen Hochkeil über Grönland, der gegenüber dem Bodenhoch in Abb. 7-3c nach Westen verschoben ist. Zwei Tage später findet sich der Keil ebenfalls weiter im Osten.

Die Bilanzierung des Drehimpulses für das in Abb. 7-3 gezeigte Kontrollgebiet ergibt, dass der Drehimpuls bei Verschiebung 0 ein Minimum hat. Der bis dahin übertragene Drehimpuls ist aus dem Kontrollgebiet heraus transportiert worden. WEICKMANN (2003) hat ähnliche Analysen schon früher durchgeführt. Er hat Bodendruckfelder und Höhenkarten mit täglichen Daten des durch den eurasischen Gebirgsstock ausgeübten Drehmoments korreliert. Drei Tage vor dem Ereignis eines negativen Drehmoments findet man niederen Druck nördlich von Tibet und hohen Druck nördlich des Kaspischen Meeres. Zum Termin selbst hat sich das Bodentief auf die Ostseite des Plateaus verlagert und das Hoch findet sich im Westen. Wir ha-

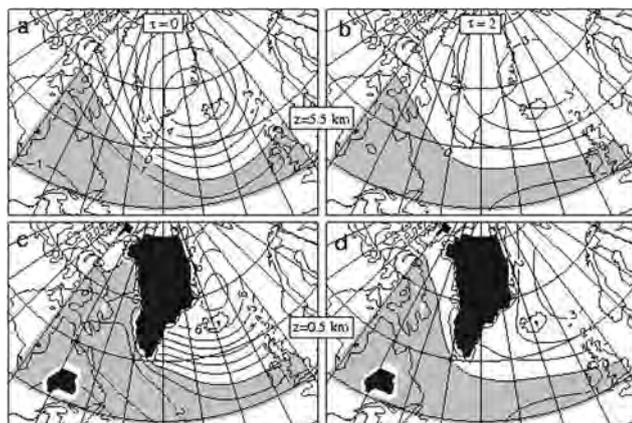


Abb. 7-3: Regression in hPa zwischen dem Druck auf Meereshöhe (c, d) sowie in 5,5 km Höhe (a, b) und zonalem orographischem Drehmoment von Grönland für Verschiebungen von $\tau = 0$ (a, c) und $\tau = 2$ Tagen (b, d); Isolinienabstand 1 hPa. Die Regression wurde mit Hilfe von ERA40-Daten für alle Wintertage (DJF) der Periode 1958–2001 bestimmt. Gebiete mit Höhen über 500 m sind schwarz gezeichnet. Die grauen Zonen enthalten negative Werte.

ben also gerade die mit in Abb. 7-1 angesprochene Situation, wo der Druckgradient über dem Gebirge negativ ist. Nach weiteren drei Tagen ist das Tief nach Südosten abgezogen, das Hoch hat sich aufgespalten. In der 200 hPa-Fläche zieht eine zyklonale Störung über Tibet hinweg, die zunächst mit dem Bodentief gekoppelt zu sein scheint, dann sich aber davon trennt. Man muss die gezeigte Entwicklung wohl auch hier so deuten, dass barokline Rossbywellen über Tibet hinwegziehen.

4 Globale Effekte

Mögen die oben gezeigten Beispiele für sich auch ganz eindrucksvoll sein, so werfen sie doch die Frage auf, wo denn der übertragene Drehimpuls geblieben ist. Ein Großteil, so zeigen es die Analysen, wird ja aus dem Gebiet heraus transportiert, doch muss er der globalen Zirkulation erhalten bleiben. Dies lässt sich durch Bilanzierung des globalen Drehimpulses nachweisen, wobei hier wieder nur die axiale Komponente betrachtet werden soll

$$M = \int_V m dV, \tag{10}$$

mit V als Volumen der Erdatmosphäre. Da Transporte in der globalen Bilanz keine Rolle spielen, gilt

$$\frac{dM}{dt} = T_\lambda + F_\lambda, \tag{11}$$

wobei wir das durch Bodenreibung erzeugte zonale Drehmoment F_λ weiter nicht diskutieren wollen. Welche Bedeutung hat nun Gl (11) in der globalen Bilanz? In den obigen Betrachtungen haben wir uns auf die axiale Komponente M_z (vereinfacht M) des Drehimpulsvektors \mathbf{M} beschränkt. Eine Variation der axialen Komponente in Gl. (11) ist verbunden mit einer Änderung der Rotationsgeschwindigkeit der Erde und damit einer Schwankung der Tageslänge, die um 10^{-3} s betragen kann. Eine zonale Überströmung von Grönland, wie im Abschnitt 3 diskutiert, kann dazu beitragen. Variationen der äquatorialen Komponenten von \mathbf{M} sind an Polbewegungen geknüpft. Ereignisse, wie die oben geschilderte Überströmung der Pyrenäen und die von Grönland tragen zu Polbewegungen bei.

Im Folgenden wird die Entwicklung des globalen Drehimpulses und dessen Abhängigkeit vom globalen orographischen Drehmoment betrachtet. Die Autokorrelation des Drehmoments M , also die Korrelation der Zeitreihe des Drehmoments mit sich selbst, aber eine Zeitreihe um das Zeitintervall τ verschoben, gibt Auskunft, wie lange das Drehmoment im Durchschnitt wirkt. Die Kreuzkorrelation zwischen Drehmoment M und Drehimpuls T_λ beschreibt das gegenseitige Wechselspiel.

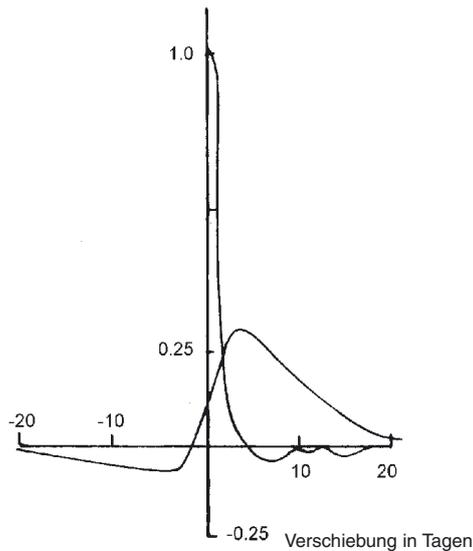


Abb. 7-4: Autokorrelationsfunktion des globalen orographischen Drehmoments in Hadley^2 als Funktion der positiven Verschiebung (τ) in Tagen und Kreuzkorrelationsfunktion von globalem orographischem Drehmoment und globalem Drehimpuls für $-20 \leq \tau \leq 20$ Tage in $\text{Hadley}^2 \text{ s}^{-1}$ (nach EGGER und HOINKA 2002).

Die in Abb. 7-4 vorgestellte Autokorrelationsfunktion von T_λ zeigt, dass globale orographische Drehmomente rasch zerfallen. Das ist nicht überraschend, da ja Abb. 7-2 bis 7-4 schon belegen, dass das Drehmoment einzelner Gebirgsstöcke nach ein paar Tagen stark abgeklungen ist. Die Kreuzkovarianzfunktion von Drehmoment (T_λ) und Drehimpuls (M) zeigt dann deutlich, dass der globale Drehimpuls nach der Aktion eines positiven orographischen Drehmoments zunimmt, um nach etwa drei Tagen ein Maximum zu erreichen. Etwas verblüffend sind die doch recht deutlichen negativen Werte der Korrelation für negative Verschiebungen. Demnach hat der globale Drehimpuls etwas geringere Werte als normal ein paar Tage vor einem Ereignis mit positivem orographischem Drehmoment. Eine schlüssige Erklärung für dieses Phänomen gibt es bisher nicht.

Was lokal unmöglich war, nämlich die Änderungen des lokalen Impulses aus den Drehmomenten zu bestimmen, das ist global möglich. Dabei gilt die Regel, dass der Großteil der Drehmomente auf Änderungen der zonalen Windfelder entfällt. Wirkt ein Drehmoment von 10 Hadley für zehn Tage auf die Atmosphäre und hat man dort das zonale Windprofil $u_o \cos \varphi$, so ändert sich u_o um 1 m/s. Typische Ereignisse von globalem Drehimpuls haben Werte von ~ 20 Hadley, dauern aber gemäß Abb. 7-3 nur ein paar Tage. Dementsprechend würde sich u_o bei so einem Ereignis um etwa $\pm 0,5$ m/s ändern.

Schließlich sei noch auf die Frage eingegangen, bis zu welchen Höhen der Einfluss der Gebirge zu spüren ist. Die Darstellung in Abb. 7-5 gibt dazu eine Antwort in Vektorform. Die Horizontalkomponente eines Vektors

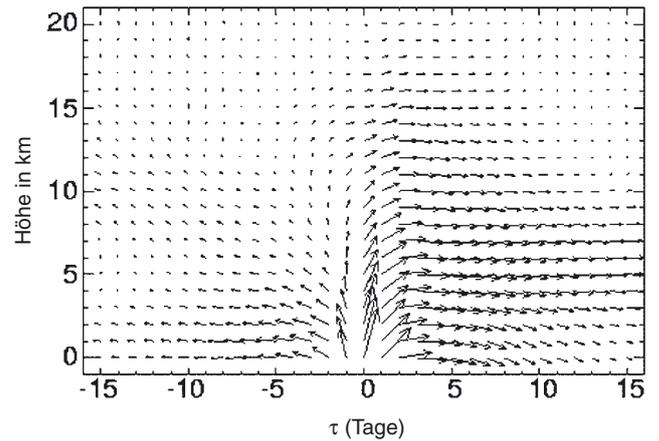


Abb. 7-5: Darstellung der Reaktion der globalen Atmosphäre auf orographische Drehmomente T als Funktion der Höhe (km) und der Verschiebung τ (Tage). Die horizontale Komponente eines Vektors bezeichnet die Kovarianz von T mit dem Drehimpuls in der angegebenen Höhe. Die Vertikalkomponente steht für den vertikalen Fluss (nach EGGER und HOINKA 2004).

misst die Kovarianz des globalen orographischen Drehmoments mit dem globalen Drehimpuls für eine Schicht von 1000 m Tiefe in der angegebenen Höhe. Die Vertikalkomponente gibt die Kovarianz des Vertikalflusses von Drehimpuls mit dem Drehmoment. Die Abszisse gibt die Verschiebung τ an, wie sie in den Kovarianzfunktionen auftritt. Dann sagt Abb. 7-5 zum Beispiel, dass 5 Tage vor dem Ereignis eines Drehimpulseintrags die Störung des globalen Drehimpulses in der unteren Troposphäre negativ ist, man weniger Drehimpuls hat als normal. Ferner ist der Vertikalfluss schwach, da ja der Vektor nahezu exakt nach links gerichtet ist. Wir nehmen an, dass für die Verschiebung $\tau = 0$ positiver Drehimpuls übertragen wird. Man sieht dann sehr gut, dass nahe $\tau = 0$ deutlich positive Flüsse einsetzen, die den Impuls nach oben tragen und mindestens bis zu Höhen von 15 km für Zunahmen des Drehimpulses sorgen, wie sie dort durch die Drehung nach rechts angezeigt werden. Für diesen Transportvorgang können wohl nur Rossbywellen die Hauptverantwortung tragen. Anschließend zerfällt dieser Effekt wieder. Die Pfeillängen nehmen mit zunehmendem τ ab. Die Pfeile bekommen eine abwärts gerichtete Richtung. Die Dynamik dieser Zerfallsvorgänge wurde bisher kaum untersucht.

Ein gewisses Gefühl für die Horizontaltransporte, die mit orographischen Drehmomenten verbunden sind, wird durch Abb. 7-6 vermittelt. Dieses Bild wurde mittels Drehimpulsbilanzen von zonalen Gürteln einer Nord-Süd-Erstreckung von 1000 km gewonnen. Für jeden dieser Gürtel gibt Abb. 7-6 die Kreuzkovarianzfunktion zwischen orographischem Drehmoment und dem Drehimpuls in diesem Gürtel wieder. Wenn horizontale Flüsse keine Rolle spielen würden, dann müssten alle Kovarianzfunktionen parallel zu der globalen in Abb. 7-4 verlaufen, d. h. nach einer negativen Phase für $\tau < 0$ müsste es zu einem raschen Anstieg für $\tau > 0$

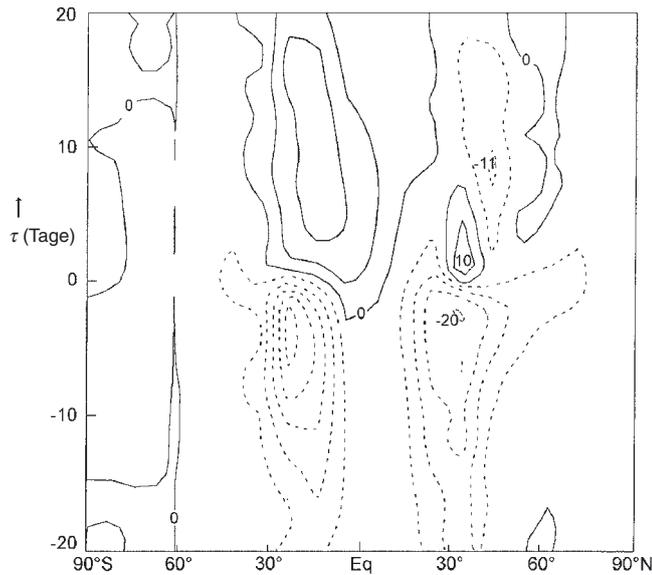


Abb. 7-6: Kovarianzfunktion von orographischem Drehmoment und dem Drehimpuls je in zonalen Gürteln von 1000 km. Isolinienabstand $5 \times 10^5 \text{ Hadley}^2 \text{ s}^{-1}$. Wiewohl die Werte diskret nur pro Gürtel gelten, wird hier eine Darstellung mit Isolinien vorgezogen (nach EGGER und HOINKA 2005).

kommen mit einem Maximum bei 3–4 Tagen. Die deutlichste Abweichung von diesem Muster findet sich in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre, wo der Anstieg des Drehimpulses zu positiven Werten für $\tau > 0$ teilweise ganz entfällt. Das ist nur möglich, wenn die Flüsse den über das Gebirge gewonnenen Drehimpuls in andere Gürtel schaffen. So belegt Abb. 7-4 die große Bedeutung der meridionalen Flüsse des Drehimpulses.

5 Schlussbemerkungen

Es hat sich gezeigt, dass der Drehimpulsaustausch an Gebirgen normalerweise nicht zu dramatischen Impulsänderungen in der Gebirgsregion führt. Dem stehen die Drehimpulstransporte entgegen, die im Rahmen der synoptischen Strömungsentwicklung stattfinden. Durch sie wird der am Gebirge gewonnene Drehimpuls verteilt, so dass sich der Gewinn gut an globalen Drehimpulsänderungen ablesen lässt. Das Auftreten der Rossbywellen etwa bei Grönland weist ja schon darauf hin, dass die Umverteilung des Drehimpulses in der Atmosphäre ein Vorgang von globaler Dimension ist.

Literatur

BOUGEAULT, P. und 30 Co-Autoren, 1993: The atmospheric momentum budget over a major mountain range: First results of the PYREX field experiment. *Ann. Geophys.* **11**, 395-418.

EGGER, J., K.-P. HOINKA, 2002: Covariance analysis of the global atmospheric axial angular momentum budget. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 1063-1070.

EGGER, J., K.-P. HOINKA, 2004: Axial angular momentum: Vertical fluxes and response to torques. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 1294-1305.

EGGER, J., K.-P. HOINKA, 2005: Torques and the related meridional and vertical fluxes of angular momentum. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 621-633.

WEICKMANN, K., 2003: Mountains, the global friction torque and the circulation over the Pacific-North American region. *Mon. Wea. Rev.* **131**, 2608-2622.

H. VOLKERT

8

Fortschritt durch Feldkampagnen – von ALPEX über PYREX zu MAP

Progress by help of field campaigns – from ALPEX via PYREX to MAP

Zusammenfassung

Große Feldkampagnen nutzen die reale Atmosphäre als natürliches Labor, in dem eine Vielzahl gleichzeitig ablaufender Prozesse möglichst umfassend vermessen werden. Strömungsformen und Wetterereignisse über den Alpen wurden 1982 im Rahmen von ALPEX detailliert untersucht, die Überströmung der Pyrenäen 1990 während PYREX. Die neueste Generation von Messmethoden und Simulationsmodellen kam während und nach der Feldphase von MAP im Herbst 1999 zum Einsatz. Dieser Beitrag stellt typische Ergebnisse vor und versucht die allgemeinere Frage zu beleuchten, wie derartige Unternehmungen zum Fortschritt in der Atmosphärenphysik und zur Verbesserung der täglichen Wettervorhersage beitragen.

Abstract

Large field campaigns use the real atmosphere as natural laboratory to quantify the multitude of simultaneous processes as well as possible. Flow patterns and weather events around the Alps were studied in 1982 during the conduct of ALPEX, the flow across the Pyrenees in 1990 during PYREX. The latest generation of measuring techniques and simulations systems was applied during and after the special observing period of MAP in the autumn of 1999. This contribution presents exemplary results and addresses the question how and to what extent such undertakings contribute to progress in atmospheric science and the improvement of the day-to-day weather prediction.

1 Einleitung

Die moderne Meteorologie betrachtet sich als eine Physik der Atmosphäre. Da sich die zahlreichen dort gleichzeitig ablaufenden Prozesse nicht im Labor nachstellen und isoliert untersuchen lassen, wird immer wieder versucht, die reale Atmosphäre zeitlich und räumlich dichter zu vermessen als es routinemäßig möglich ist. Die Atmosphärenphysiker begeben sich ins Freie und führen Feldkampagnen durch, die in den letzten Jahrzehnten sehr umfangreich wurden und lange Vorbereitung erforderten.

Schon BERGERON (1928) zeigte in seiner umfangreichen Monographie zur dreidimensionalen Wetteranalyse die starke Beeinflussung, die die mitteleuropäischen Gebirgsstöcke als Ganzes auf atmosphärische Störungen ausüben können. So werden bei Westwetterlagen Kaltfronten am Boden an den Pyrenäen, den Alpen und den weiter östlich liegenden Gebirgen zurückgehalten, während sie zwischen den Gebirgen zügig nach Südosten vorstoßen. (Abb. 8-1).

Dieser Beitrag streift zuerst die Gebirgskampagnen ALPEX und PYREX und zeigt dann ausführlicher Arbeitsweise und Ergebnisse zu MAP. Einige grundsätzliche Erwägungen schließen ihn ab.

2 Die Kampagnen ALPEX und PYREX

Das **Alpine Experiment** (ALPEX) war das letzte in einer Reihe internationaler Feldkampagnen im Rahmen des *Global Atmospheric Research Programme*. Innerhalb einer allgemeinen Beobachtungsperiode über ein Jahr wurden März und April 1982 als besonderer Messzeitraum definiert, innerhalb dessen zwölf Intensivphasen ausgerufen wurden, die sich über 35 Tage erstreckten. Die Lage der Alpen zwischen 5° und 16° E

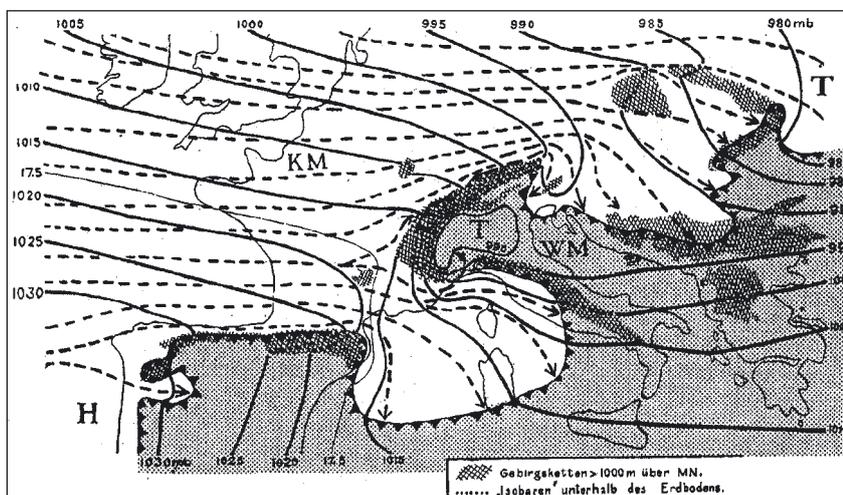


Abb. 8-1: Störungen durch mitteleuropäische Gebirge im Bodendruck- und Strömungsfeld sowie auf eine lange Kaltfront bei Westwetterlage (BERGERON 1928, S. 27).

sowie 44° und 48° N mit dem gekrümmten, etwa 1000 km langen Hauptkamm von San Remo bis kurz vor Wien und dem komplizierten Nebeneinander von Gebirgsstöcken und langen Tälern macht eine detaillierte Satellitenaufnahme ohne Wolken plastisch anschaulich (Abb. 8-2).

Die Bildung und Entwicklung von Zyklonen im Golf von Genua bei Nordwestanströmung war ein Schwerpunkt der Untersuchungen. Dazu kamen Messung und Modellierung von Föhn- und Borasituationen und Versuche den Strömungswiderstand der Alpen als Ganzes zu bestimmen. Einzelheiten sind in WMO (1986) ausführlich dargelegt und in den *promet*-Ausgaben ALPEX I und II (Hefte Nr. 3/4, 1991 und Nr. 1, 1992) auch in deutscher Sprache zugänglich.

Inspiziert durch ALPEX begannen Forschungsgruppen der Wetterdienste in Frankreich und Spanien 1987 mit der Planung einer internationalen Messkampagne über den Pyrenäen, dem ziemlich linienförmig angeordneten Hochgebirge zwischen den beiden Ländern (Abb. 8-3). Die wesentliche Aufgabe bestand in der experimentellen Bestimmung der Impulsbilanz über einem Gebirge als Ganzem, die sich für eine zuverlässige Berechnung der Strömungsvorgänge in Wettervorhersage- und Klimamodellen als sehr wesentlich erwiesen hatte (vgl. EGGER und HOINKA; Kapitel 7 in diesem Heft). Dazu kam die Untersuchung der atmosphärischen Grenzschicht am Gebirgsfuß und die sich dort häufig ausbildenden regionalen Windsysteme wie Tramontana und Autan in Frankreich sowie Cierzo in Spanien.

Die Kampagne PYREX fand im Oktober und November 1990 statt und umfasste zehn Intensivphasen, die sich zusammen über 15 Tage erstreckten. Ihre systematische Nachrechnung mit verschiedenen mesoskaligen Wettervorhersagemodellen gehörte zu den weiteren Zielen des Projekts. Ein großangelegtes Vergleichsrechnen mit 15 verschiedenen, teilweise operationellen Modellen ergab klare Indizien für systematische Modellfehler, wie die durchwegs zu kleine Bremswirkung der diskretisierten Modellorographie auf die Modell-



Abb. 8-2: Komplexe Struktur der Alpen mit verschneiten Massiven und schneefreien Tälern am 02.02.2002; Satellitenbild vom MODIS-Sensor in Wetterkartenprojektion; geographisches Gradnetz schwach punktiert.

atmosphäre und die damit einhergehende Überschätzung von Wellenamplituden bei Gebirgsüberströmung (GEORGELIN et al. 2000). Details zur Durchführung von PYREX mit einer zusammenfassenden Wertung der Kampagne und der Datenauswertung geben BOUGEAULT et al. (1997).

3 MAP-Feldphase und typische Ergebnisse

Im Herbst 1994 organisierten Schweizer Wissenschaftler aus Wetterdienst und Universität eine Bestandsaufnahme zu Kenntnissen und Wissenslücken beim Alpenwetter und den es steuernden Prozessen. Besonderes Augenmerk schenkte man dem unteren Teil der Mesoskala, die Erscheinungen mit 2 bis 200 km Ausdehnung enthält, wie Föhnstürme, große Gewitterzellen oder Starkregengebiete. Man kam überein, das Mesoscale Alpine Programme (MAP) durchzuführen. Es baute auf den Erfahrungen von ALPEX und PYREX auf und sollte eine neue große Feldkampagne enthalten. Wesentlich war dabei die enge Verzahnung der experimentellen Möglichkeiten mit realitätsnahen und auch idealisierten Modellrechnungen, die letztlich auf die Verbesserung der regionalen Wettervorhersage zielten. Der organisatorische Kern lag von Beginn an in Zürich mit dem Programme Office bei MeteoSchweiz und dem MAP Data Centre an der ETH. Dort sind auch die 20 Ausgaben des *newsletter* abrufbar (<http://www.map.meteoswiss.ch/map-doc/newsletter.htm>), die den Ablauf von Planungsphase (1995–1998), Feldphase (1999; mit *special observing period* [SOP] von September bis November) und Auswertephase (2000–2005) begleiten.

Das umfangreiche Spektrum an relevanten Aspekten wurde in acht Teilprojekte einsortiert: P1 – Mechanismen bei orographischem Niederschlag; P2 – Obertroposphärische Anomalien; P3 – Hydrologische Messungen zur Überschwemmungsvorhersage; P4 – Strömung durch Pässe; P5 – Föhn im Hochrheintal; P6 – Dreidimensionale Gebirgswellen; P7 – Niedertroposphärische Windscherungszonen (*PV banners*); P8 – Grenzschichtstruktur über steilem Gelände. Die Teilprojekte P4–P8 betreffen im Wesentlichen Wettersituationen



Abb. 8-3: Die Pyrenäen als einigermaßen linienförmige Barriere zwischen Frankreich und Spanien; Satellitenbild (12.02.2004; MODIS) mit frischem Schnee als Kontrastmittel.

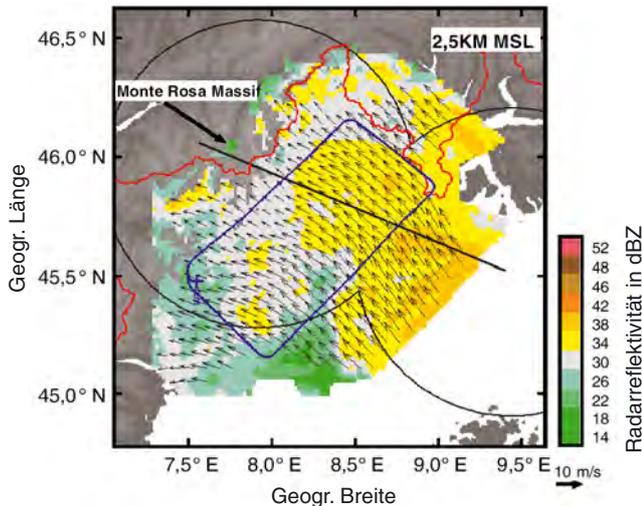


Abb. 8-4: Windvektoren und Radarreflektivität im 2,5 km Höhe aus flugzeuggetragenen Dual-Doppler-Messungen am 21.10.1999, 0917–0954 UTC über dem Lago Maggiore-Gebiet; jeder 4. Vektor ist dargestellt; blaue Linie: Flugzeugkurs; rote Linie: Grenze Italien-Schweiz; grau unterlegt: Topographie über 500 m in 1000 m-Intervallen dunkler werdend [aus BOUSQUET und SMULL in BOUGEAULT et al. (2003; S. 395)].

ohne Regen (*dry MAP*); sie erweitern Messungen bei ALPEX und PYREX. Die Untersuchung von starkem Niederschlag und möglichen Überflutungen (*wet MAP*) wurde durch die südalpinen Überschwemmungen im Herbst der Jahre 1991, 1992 und 1994 nachhaltig motiviert. Aus allen Projekten erwähnen wir im Folgenden einige Befunde, die der Fülle von bislang über 160 Artikeln in begutachteten Fachzeitschriften (VOLKERT 2005) entnommen sind.

3.1 Orographischer Niederschlag

Die klimatologischen Niederschlagsmaxima im Herbst liegen auf der Alpensüdseite (vgl. FREI und SCHMIDLI; Kapitel 9 in diesem Heft). Im Bereich des Lago Maggiore wurden zwei Wetterradare installiert, die über die Dopplerverschiebung den Wind in Regengebieten und über polarimetrische Messungen die Art des Niederschlags zu bestimmen gestatten. Der Einsatz eines flugzeuggetragenen Radars ergänzte die experimentelle Ausstattung. Die Struktur der Strömung von Südosten gegen des Gebirge unterhalb der Kammhöhe lässt sich damit erfassen (Abb. 8-4), ebenso wie das Eindringen in die Täler in niedrigeren Niveaus.

Während neun der insgesamt 18 Intensivmessperioden wurden innerhalb des Alpenraums Niederschlagsereignisse genauer untersucht (BOUGEAULT et al. 2001) und anschließend mit hochauflösenden Modellen nachgerechnet. Zu diesen neu entwickelten Forschungsinstrumenten zählt das nichthydrostatische Simulationssystem Meso-NH, dessen Entwicklung in Frankreich von mehreren Institutionen seit 1995 betrieben wird. Abb. 8-5 zeigt die berechnete Intensität

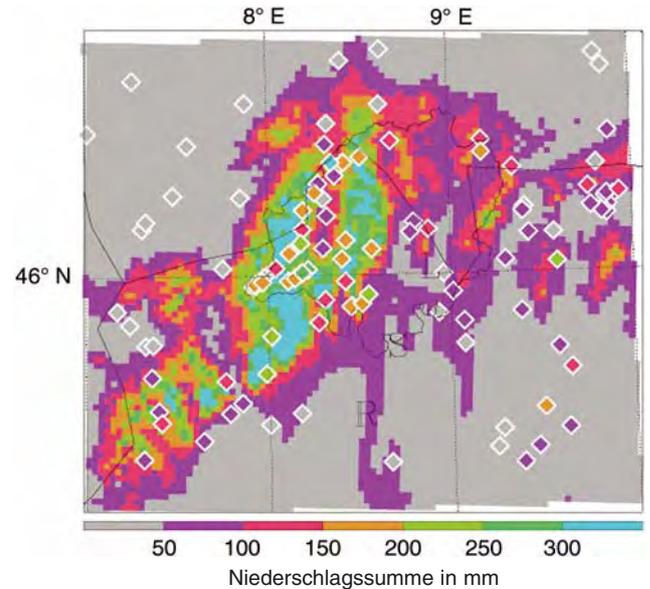


Abb. 8-5: 27-std. Niederschlagsmenge während MAP IOP-2b. Modellrechnung mit Meso-NH in 2 km x 2 km-Gitter und Messung an Regenmessern (Rauten) sind mit den gleichen 50 mm-Farbabstufungen dargestellt; Landesgrenzen zwischen F, I, CH schematisch; detaillierte Linie: Einzugsgebiet des Toce; L: Radar Monte Lema; R, S: Forschungsradare Ronsard und S-Pol. Bild: E. Richard, Toulouse.

und die räumliche Ausdehnung des heftigen Regens während Messperiode IOP-2b (über 200 mm in 27 h) und gleichzeitig den farbkodierten Vergleich mit Messungen an routinemäßigen Regenmessern.

3.2 Obertroposphärische Anomalien

Die synoptische Erfahrung, dass starke Niederschläge besonders an der Vorderseite von aus (Nord-)Westen in Richtung die Alpen ziehenden Trögen im Höhenruckfeld auftreten, und der neuere Befund, dass in diesen Bereichen die Tropopause stark abgesenkt ist, legte die detaillierte Vermessung des bandartigen Eindringens stratosphärischer Luft in die obere Troposphäre nahe. Einzelheiten im Feuchtefeld und seinen Gradienten sowie Bänder mit erhöhten Werten der potentiellen Vorticity (*PV streamer*) sollten dokumentiert werden. Als neuartige Beobachtungssysteme standen ein nach unten schauendes, in ein Flugzeug montiertes DIAL-Gerät bereit in Kombination mit Fallsonden zur konventionellen Messung von Druck, Temperatur, Feuchte und Horizontalwind (über die Verdriftung der Sonde während des Falls).

Ein Querschnitt entlang des 45. Breitengrads von Bordeaux über die Westalpen bis Venedig am Nachmittag des 6. November 1999 ist Abb. 8-6 dargestellt. Die gemessenen geringen Feuchten zwischen 5 und 200 ppmv (unteres Bild), für höhere Werte ist der Laser bei den gewählten Laserwellenlängen nicht energiereich genug, treten auch in einer mesoskaligen Episodensimulation auf, wenn auch weniger ausgeprägt.

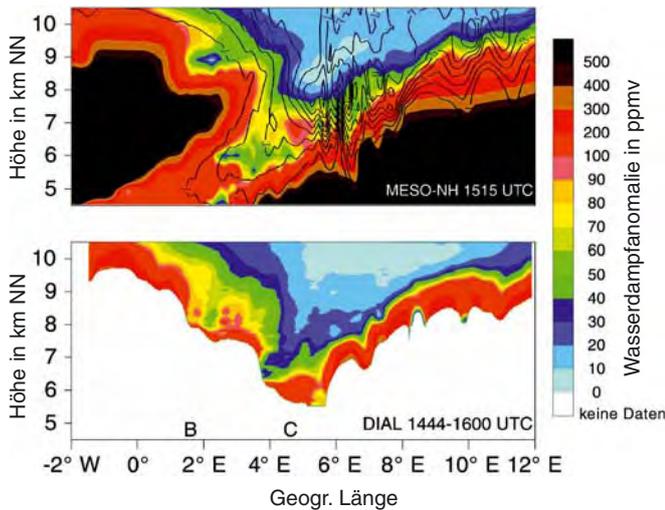


Abb. 8-6: Querschnitt durch eine Zone deutlicher reduzierter Wasserdampferte im Bereich einer stratosphärischen Intrusion am 06.11.1999. Simulation mit Meso-NH (oben), Messung mit flugzeuggetragenem Laser unten; Farbstufen in Volumenanteilen pro Million (ppmv). Schwarze Isolinien für stratosphärische Werte der potentiellen Vorticity [aus HOINKA et al. in BOUGEAULT et al. (2003; S. 618)].

3.3 Hydrologische Messungen

Interdisziplinäre Pionierleistungen erbrachte MAP-SOP bei der Kombination von Niederschlagserfassung, gemessen oder vorausgerechnet, und nachgeschalteter Wasserstandsvorhersage für das mittelgroße Einzugsgebiet des südalpinen Flusses Toce oberhalb des Pegels Candoglia (1532 km²). Diese gekoppelten Rechnungen wurden echtzeitnah durchgeführt.

Abb. 8-7 fasst die Ergebnisse für die 60-stündige Periode vom 19.–21. September 1999 zusammen, in deren ersten Hälfte es anhaltend geregnet hat. Die Wasserstandsrechnung mit vorausgerechneten Regendaten zeigt den beobachteten klaren Anstieg des Abflusses, jedoch etwas überschätzt und um 6 Stunden verfrüht gegenüber dem beobachteten Wert. Systematische Tests mit verschiedenen Atmosphären- und Flussmodellen erhärteten die Machbarkeit derartiger gekoppelter atmosphärisch-hydrologischer Vorhersagen, besonders jedoch für größere Flusseinzugsbereiche. Bis zu einer routinemäßigen Anwendung ist es jedoch noch ein längerer Weg.

3.4 Föhn und Strömung durch Pässe

Der alpine Föhn kann auf eine sehr lange Forschungsgeschichte zurückblicken; trotzdem wird er häufig nach einem allzu vereinfachten Schema erklärt, das einmal die Alpen als einheitlichen Gebirgsblock betrachtet und weiterhin Strömungsformen voraussetzt, die im Luv, über dem Kamm und im Lee stets nahe der Erdoberfläche liegen. Während MAP-SOP richtete sich das besondere Interesse einmal auf das komplexe

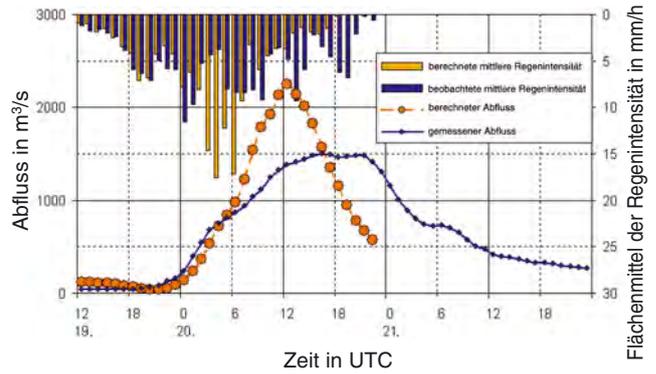


Abb. 8-7: Flächenmittel der Regenintensität (Säulen von oben; rechte Achse) und Abfluss (Punkte; linke Achse) jeweils gemessen (orange) und berechnet (blau) für eine 60 h-Periode im Einzugsbereich des Toce oberhalb von Candoglia [aus RANZI et al. in BOUGEAULT et al. (2003; S. 664)].

Hochrheintal zwischen Chur und dem Bodensee (vgl. STEINACKER; Kapitel 1 in diesem Heft) und zum anderen auf kleinräumige Ausgleichsströmungen durch die Brennerlücke im Alpenhauptkamm und durch das Wipptal hinunter nach Innsbruck (*gap flow*; vgl. MAYR und GOHM; Kapitel 2 in diesem Heft).

Wie in den anderen MAP-Projekten gelang eine enge Kopplung zwischen einer Vielzahl von Messträgern und hochaufgelösten, realitätsnahen Simulationen mit einer horizontalen Maschenweite bis zum einem Kilometer.

Längs eines Querschnitts von Innsbruck nach Verona und zurück kam bei MAP-SOP erstmals die Flugzeugversion eines rotierenden Aerosol-Lidars zum Einsatz, das es erlaubt, vertikale Profile des Horizontalwindes abzuleiten. Abb. 8-8 zeigt für die Schwachwindlage vom 11. Oktober 1999 eine systematische Zunahme des Windes einmal mit der Höhe und andererseits von Süd nach Nord. Ein Vergleich mit einer Simulation mit passender horizontaler (10 km) und vertikaler Auflösung (250 m) bestätigt auch das lokale Windmaximum in Bodennähe bei Bozen. Eine verbesserte Version des Geräts kam knapp 3 Jahre später während der Kampagne VERTIKATOR auch nördlich der Alpen zum Einsatz (vgl. WINKLER et al.; Kapitel 5 in diesem Heft, S. 40).

3.5 Dreidimensionale Gebirgswellen

Wie DÖRNBRACK et al. (Kapitel 3 in diesem Heft) darlegen, erzeugt eine hinreichend kräftige Strömung über ein Gebirge in der meist stabil geschichteten Atmosphäre darüber und im Lee die regelmäßige Abfolge von Auf- und Abwindzonen, die etwa Segelflieger beim Wellenflug ausnutzen und die in starker Ausprägung eine Gefährdung für den Flugverkehr darstellen können. Die Dokumentation des mehrstündigen Lebenszyklus solcher Gebirgswellen bis hin zu ihrem Brechen mit starker turbulenter Vermischung gehörte auch zu den Zielen für die MAP-SOP.

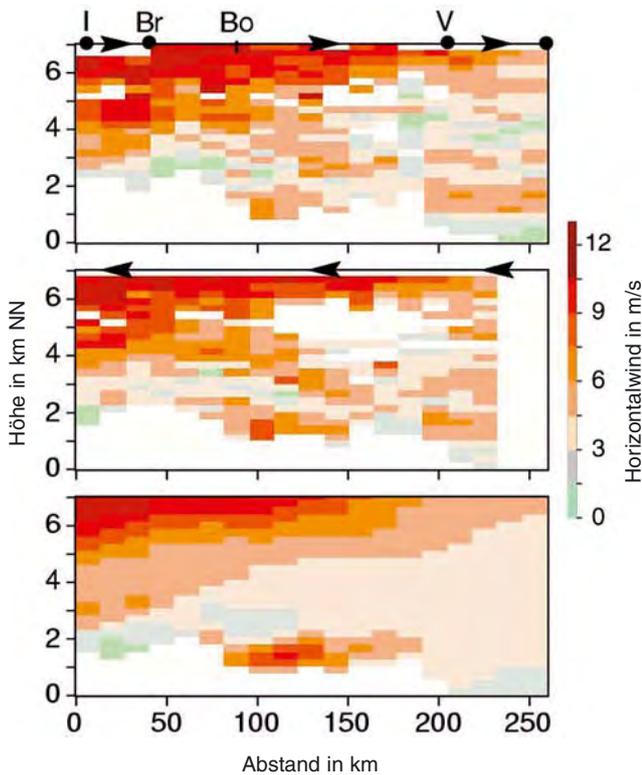


Abb. 8-8: Querschnitt des Horizontalwinds zwischen Innsbruck (I) und Verona (V) am 11.10.1999 um 14 UTC: gemessen mit einem nach unten blickenden, von einem Flugzeug getragenen Doppler-Lidar (oben: Hinflug; Mitte: Rückflug) und berechnet (Meso-NH Modell) [aus REITEBUCH et al. in BOUGEAULT et al. (2003; S. 721)].

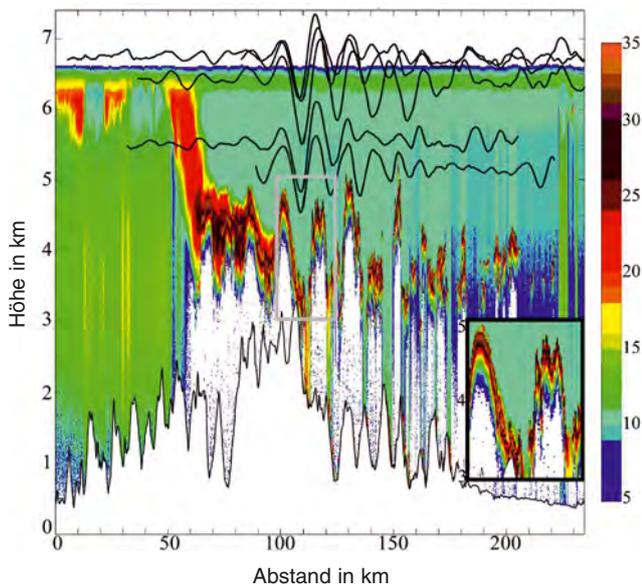


Abb. 8-9: Süd-Nord-Schnitt der atmosphärischen Rückstreuung über dem Großglockner am 20.09.1999, 1330–1400 UTC (in Farbe) und Stromlinien aus Flugtraversen in 4 Höhen (schwarze Linien). Der Kasten in der Mitte ist rechts unten vergrößert dargestellt [aus DOYLE und SMITH in BOUGEAULT et al. (2003; S. 806)].

Sieben Wellen-Situationen verteilt zwischen West-, Zentral- und Ostalpen wurden mit bis zu drei Forschungsflugzeugen vermessen, die meist koordiniert in unterschiedlichen, doch für mehrere Traversen festgehaltenen Flugniveaus längs der Hauptwindrichtung hin- und herpendelten (S1.1 in GRISOGONO et al., 2005).

Die Situation im Lee des Mont Blanc am 2. November 1999 ist auf der Titelseite dargestellt. Abb. 8-9 zeigt in 33-facher Überhöhung die Überströmung der Hohen Tauern von Süden (links). Die stärkste Welle liegt in Strömungsrichtung direkt hinter dem Hauptkamm; sie ist in allen Flugtraversen, die nacheinander erfolgten wurden, enthalten; dies belegt die Stationarität des Welleneignisses. In der Umgebung des Großglockner hindern teilweise Wolken das Durchdringen der gepulsten Lidarenergie bis zum Boden. Die sehr regelmäßigen Wellenmuster bilden sich im kohärenten Band der hohen Aerosolrückstreuung ab (Bereich schwarz bis rot). Begleitende Simulationen mit genesteten Modellen mit Maschenweiten bis unter einen Kilometer erleichtern die Interpretation der Situation zum besseren Verständnis des Zusammenspiels von Grenzschichteffekten am Boden und Wellenausbreitung darüber.

3.6 Niedertroposphärische Windscherungszonen

Während der Planung von MAP fielen in zahlreichen detaillierten Simulationen ausgeprägte Bänder ins Auge, die von Gebirgsstöcken aus stromab liegen und an deren Grenzen der Horizontalwind auf kurze Strecke in Stärke und Richtung stark variiert. Es blieb unklar, inwieweit solche Windscherungszonen, die sehr unterschiedliche Werte der potentiellen Vorticity (PV) aufweisen – daher der englische Name *PV banner* – in der realen Atmosphäre auftreten.

Während fünf Intensivmessphasen wurden die Nachlaufströmungen von Teilen der Alpen mit mehreren Flugzeugen vermessen; je nach Strömungslage über dem Ligurischen Meer südlich von Nizza (Westalpen), über der Poebene (Zentralalpen bei Strömung von Norden), über dem deutschen Alpenvorland (Zentralalpen bei Strömung von Süden) und über der Adria (dinarische Alpen bei Strömung von Nordosten). Die Auswertung der Daten in Flugniveau, meist unterhalb der Kammhöhe, und von Fallsonden ergab eine Hierarchie von primären und sekundären Bannern, die sich durch Vergleich mit hochaufgelösten Simulationen auf größere Gebirgsstöcke beziehungsweise markante Einzelgipfel zurückführen lassen. Auf diese Weise fanden umfangreiche theoretische Vorarbeiten zur Entstehung und Umverteilung der potentiellen Vorticity, einer strömungsdynamischen Erhaltungsgröße, ihre experimentelle Bestätigung.

3.7 Grenzschicht in steilem Gelände

Ein nahezu gerader Abschnitt des tiefen Tals nördlich von Bellinzona mit ziemlich gleichförmigen Hängen, die so genannte Tessiner Riviera, wurde mit mehreren Transekten von Bodeninstrumenten bestückt und bei Strahlungswetterlagen mit einem Motorsegler systematisch in Längs und Querrichtung erflogen.

Die Datenanalyse legte eine Modifikation der üblichen Skalierungsmethoden nahe, mit deren Hilfe die Höhenprofile verschiedener Größen an unterschiedlichen Positionen im Tal vergleichbar gemacht werden können. Auch in diesem Teilprojekt erwiesen sich sehr hochaufgelöste Simulationen, die als realitätsnahe Large-Eddy-Rechnungen zu bezeichnen sind, als nützlich und notwendig für eine konsistente Interpretation der verschiedenen Messungen.

4 Fortschritt durch Feldkampagnen

Der momentane Stand der Ernte aus dem Mesoscale Alpine Programme ist in den Übersichtsartikeln (S1.1, S1.2, S4.1, S4.2, S5.1, S8.1, S8.2, S9.1, S14.1, S14.2, S15.1) des auch online verfügbaren Tagungsbands der ICAM-MAP Konferenz im Mai 2005 enthalten (GRISOSONO et al. 2005). Hier wird nun versucht, einige allgemeine Befunde zum Beitrag von Feldkampagnen zum Fortschritt in der Meteorologie aufzuzeigen.

Die vorhergehende Abschnitte verdeutlichen die Fülle von Einzelbefunden, die während einer großen

Feldkampagne im natürlichen Labor der Atmosphäre in der Umgebung eines Hochgebirges gewonnen werden können. In Europa erwies sich die Folge ALPEX-PYREX-MAP als besonders fruchtbar, auch weil an ihr teilweise dieselben Institutionen und Personen beteiligt waren. LEMONE (2003) zeichnet nach 30-jähriger allgemeiner Kampagnenerfahrung und mit reichlich Selbstironie den typischen Ablauf derartiger Messunternehmungen mit einer umfangreichen Planungsphase, der vergleichsweise kurzen Durchführung und einer oft nicht ausreichend koordinierten Auswertephase. ALPEX dient als Beispiel für den Widerstreit zwischen den Interessen Einzelner und einem erhofften gemeinsamen Vorgehen (Abb. 8-10). Zusammenfassende Darstellungen in einigem Abstand nach Feldkampagnen können dieses Dilemma lindern. Für PYREX liegt eine Veröffentlichung vor, die den Stand der Forschung sechs Jahre nach der Feldphase darlegt (BOUGEAULT et al. 1997). Für MAP wurde eine umfangreiche Dokumentation der Feldphase als Sonderheft im *Quarterly Journal* der *Royal Meteorological Society* erstellt (BOUGEAULT et al. 2003); VOLKERT (2005) gibt eine erste Zusammenstellung dessen, was unter Kollegen locker als *MAP harvest* bezeichnet und derzeit abgeschlossen wird. Wenn wir uns in einigen Jahren daran gewöhnt haben werden, Wetterberichte zu bekommen, die für Regionen der Alpen drei Tage im Voraus etwa Vormittag und Nachmittag deutlich unterscheiden können oder die verlässliche Warnungen vor Starkregen geben, dann haben die skizzierten Feldkampagnen dabei ihren Anteil.

An anderer Stelle in diesem Heft sind weitere Feldexperimente erwähnt. KOTTMEIER und FIEDLER (Kapitel 4) und WINKLER et al. (Kapitel 5) erläutern Ergebnisse der international organisierten Kampagnen ESCOMPTE (2001) und VERTIKATOR (2002), die neben anderen Fragen den orographisch modifizierten Transport von Luftbeimengungen untersuchen. Aber auch weniger umfangreiche Experimente bringen oft wichtige Erkenntnisse wie der Segelfluggewettbewerb 1937 am Riesengebirge (vgl. DÖRNBRACK et al.; Kapitel 3) oder die meteorologischen Expeditionen eines Universitätsinstituts nach Nepal und Bolivien (vgl. EGGER; Kapitel 6).

Zusammenfassend macht ein langer Blick über ein Jahrhundert Atmosphärenforschung folgende Punkte deutlich, die leider nicht ausreichend im allgemeinen Bewusstsein verankert scheinen:

- 1) die chaotisch erscheinenden, durch Gebirge massiv gestörten hydro-thermodynamischen Strömungen enthalten ein gerüttelt Maß an Vorhersagbarkeit;
- 2) langer Atem und ein fernes Ziel, wie die Sterne nach denen man navigieren kann, ohne sie erreichen zu wollen, erleichtern die Arbeit (BJERKNES 1938);

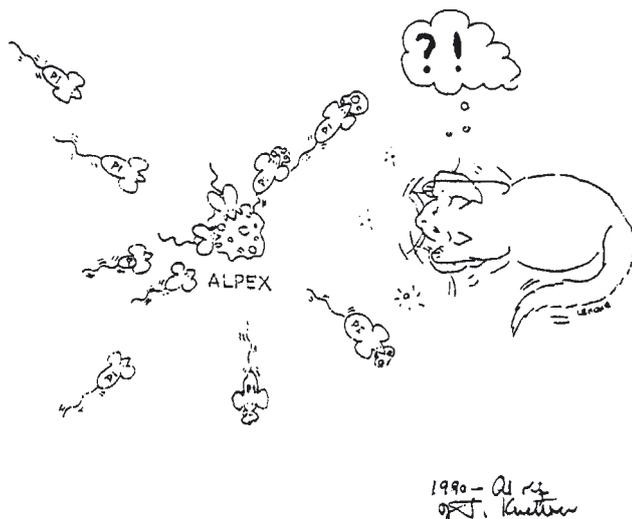


Abb. 8-10: Nach der ALPEX-Feldphase: der Programmkoordinator wird irre bei dem Versuch, die *principal investigators* davon abzuhalten, Datenhäppchen zur persönlichen Verwendung zu erbeuten [aus LEMONE (2003); nach einer Anregung von Joachim Kuettner].

- 3) Feldkampagnen sind ein wichtiger Baustein für die Gewinnung von Eichdatensätzen zur Erprobung verbesserter Generationen von Vorhersagemodellen (vgl. MAJEWSKI und RITTER; Kapitel 10, S. 69);
- 4) der Einsatz neuartiger Messverfahren bringt regelmäßig vereinigenden Schwung in Kampagnen;
- 5) der Fortschritt geschieht meist allmählich und nur selten durch eine überraschende Entdeckung (vgl. DAHLSTRÖM 1981);
- 6) ohne enge Verzahnung mit Modellrechnungen bei Planung und Auswertung bleiben Feldmessungen nur Stückwerk; und
- 7) die Wirkung von partnerschaftlicher Zusammenarbeit und ausreichend Humor (LEMONE 2003) ist auch im ernstesten Wissenschaftsbetrieb kaum zu überschätzen.

Literatur

- BERGERON, T., 1928: Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse. Erster Teil: Prinzipielle Einführung in das Problem der Luftmassen- und Frontenbildung. *Geof. Publ.* **5**, no. 6, 111 S.
- BJERKNES, V., 1938: Leipzig-Bergen. Festvortrag zur 25-Jahrfeier des Geophysikalischen Instituts der Universität Leipzig. *Zeitschrift für Geophysik* **14**, Heft 3/4, 49-62.
- BOUGEAULT, P., B. BENECH, P. BESSEMOULIN, B. CARRISSIMO, A. JANSÁ CLAR, J. PELON, M. PETITDIDIER, E. RICHARD, 1997: PYREX: A summary of findings. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **78**, 637-650.
- BOUGEAULT, P., P. BINDER, A. BUZZI, R. DIRKS, R. HOUZE, J. KUETTNER, R.B. SMITH, R. STEINACKER, H. VOLKERT, 2001: The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **82**, 433-462.
- BOUGEAULT, P., R.A. HOUZE, R. ROTUNNO, H. VOLKERT (Hrsg.), 2003: Sonderheft mit 25 Arbeiten zum Mesoscale Alpine Programme. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **129**, 341-895; Inhaltsverzeichnis online unter <http://www.ingentaconnect.com/content/0035-9009>
- DAHLSTRÖM, B., 1981: Insight into the nature of precipitation – Some achievements by T. Bergeron in retrospect. *Pure Appl. Geophys.* **119** (Bergeron Memor. Vol.), 548-557 (plus 3 Karten).
- GEORGELIN, M., P. BOUGEAULT und 24 Koautoren, 2000: The second COMPARE exercise: A model intercomparison using a case of typical mesoscale orographic flow, the PYREX IOP 3. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **126**, 991-1029.
- GRISOGONO, B., H. VOLKERT, B. IVANCAN-PICEK, A. BAJIC (Hrsg.), 2005: Proceedings of the 28th International Conference on Alpine Meteorology and the annual MAP meeting. *Croat. Meteorol. J.* **40**, Zagreb, ISSN 1330-0083, 721 S.; online unter: <http://meteo.hr/ICAM2005/proceedings.html>
- LEMONE, M. A., 2003: What we have learned about field programs. In: W.K. Tao (ed.), Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *Meteorol. Monogr.* **29**, no. 51, Amer. Meteorol. Soc., ISBN 1-878220-54-3, 25-35.
- VOLKERT, H., 2005: The Mesoscale Alpine Programme (MAP): A multi-faceted success story. *Croat. Meteorol. J.* **40**, Zagreb, ISSN 1330-0083, 226-230; online verfügbar unter <http://meteo.hr/ICAM2005/pdf/session-15/S15-01.pdf>
- WMO, 1986: Scientific results of the Alpine Experiment (ALPEX). Genf, WMO Technical Document No. 108 (2 volumes), 710 S.

C. FREI, J. SCHMIDLI

9

Das Niederschlagsklima der Alpen: Wo sich Extreme nahe kommen

The precipitation climate of the Alps: Where extremes come close

Zusammenfassung

Die komplexen Einflüsse der Topographie hinterlassen in den Alpen einen vielfältigen Charakter im Niederschlagsklima. Hier treffen sich extreme Bedingungen über kurze Distanzen. Wir illustrieren diese Vielfalt mit Analysen von Daten der operationellen Niederschlagsmessnetze der Alpenländer. Der mittlere Niederschlag und die Häufigkeit von Starkniederschlägen und Trockenperioden weisen markante mesoskalige Strukturen auf, die mit dem hier angewendeten gesamtalpinen Blickwinkel gut sichtbar werden. Rekonstruktionen und Trendanalysen zeigen zudem, dass sich gewisse Größen des alpinen Niederschlagsklimas im Verlauf des 20. Jahrhunderts markant verändert haben.

Abstract

The complex influence of topography results in a highly diverse character of the Alpine precipitation climate. Different extremes are met over short distances. Here we illustrate the manifold patterns by means of analyses of data from operational precipitation (rain gauge) networks of Alpine countries. Mean precipitation and the frequency of heavy precipitation and dry spells exhibit pronounced mesoscale structures, which become particularly evident with the Alpine-wide viewpoint. Moreover, reconstructions and trend analyses show that certain characteristics of the Alpine precipitation climate have undergone remarkable changes during the 20th century.

1 Einleitung

In kontinentalskaligen Klimakarten des Niederschlags erscheinen die Alpen als „Halbmond“ mit Jahresniederschlagsmengen, die mehr als doppelt so groß sind wie im umgebenden Flachland. Die Alpen werden deshalb oft als „Wasserschloss Mitteleuropas“ bezeichnet. Tatsächlich sind sie die Quellregion von vier großen Flusssystemen, die alle einen überproportionalen Abflussbeitrag aus den Alpen bekommen. An der Mündung des Rheins zum Beispiel stammen etwa 44 % des langjährigen mittleren Abflusses aus den Alpen, einem Gebiet, das nur 15 % der Einzugsgebietsfläche ausmacht (VIVIROLI und WEINGARTNER 2004). Das Wasserschloss Alpen trägt damit überregional zur Sicherung von Wasserressourcen bei. Zudem wirken seine hochgelegenen Schneefelder und Gletscher als temporäre Wasserspeicher, die die jahreszeitlichen Variationen im Abfluss der Flusssysteme ausgleichen.

Aber die Sicht der Alpen als verlässlichen Wasserspender greift zu kurz für eine Beschreibung ihrer hydrologischen und klimatologischen Vielfalt. Man trifft nicht nur große mittlere Niederschlagsmengen an, vielmehr treffen sich hier die Extreme. Im Jungfraumassiv in der Schweiz, zum Beispiel, werden im Mittel mehr als 4000 mm Jahresniederschlag gemessen, während Brig im Wallis nur 750 mm aufweist. Eine Distanz von weniger als 30 km umspannt hier das Spektrum zwischen der Westküste von Schottland und dem Peloponnes. Dazu kommt eine besonders große Häufigkeit von

Starkniederschlägen, die sich in den letzten Jahren in einer Reihe schadenreicher Überschwemmungsereignisse manifestiert hat (Vaison-la-Romaine 1992; Brig 1993; Piemont 1994; Aare, Rhein, Donau 1999; Wallis, Tessin, Aostatal 2000, Zentralschweiz, Arlberg und Bayern 2005, usw.). Viele dieser Ereignisse haben sich in bekanntermaßen sonnenreichen Gegenden entlang dem Alpensüdrand zugetragen. Dies ist nur scheinbar ein Widerspruch.

Die Vielfalt des alpinen Klimas ist ein Abbild der komplexen Wettersysteme und Niederschlagsprozesse in dieser Gegend (siehe z. B. SCHÄR et al. 1998). Sie ist mitverantwortlich für die landschaftliche und die ökologische Vielfalt der Alpen, aber sie stellt auch eine Randbedingung dar für die Nutzung dieses Gebiets als Lebens- und Wirtschaftsraum.

Dieser Artikel illustriert die Vielfalt des alpinen Niederschlagsklimas anhand von verschiedenen Analysen aus den Daten der operationellen Pluviometer-Messnetze im Alpenraum. Unser Blick auf den gesamten Alpenraum macht interessante mesoskalige Strukturen sichtbar, die aus den verschiedenen nationalen Klimatologien allein nur schwer erkennbar sind. Die Analysen umfassen verschiedene Klimagrößen vom mittleren Niederschlag bis zur Häufigkeit von Starkniederschlägen und Trockenperioden. Am Ende des Artikels werden wir schließlich die im Alpenraum beobachteten Veränderungen des Niederschlags im 20. Jahrhundert diskutieren.

2 Daten

Die Alpenländer unterhalten umfangreiche Niederschlags-Messnetze konventioneller Pluviometer-Stationen (Abb. 9-1a). Mit einem typischen Stationsabstand von 10–20 km gehören diese Netze zu den dichtesten weltweit, und es gibt unseres Wissens kein Hochgebirge von der Größe der Alpen mit einer vergleichbaren Beobachtungsdichte.

In den vergangenen Jahren hat die ETH Zürich einen länderübergreifenden Datensatz für den gesamten Alpenraum zusammengetragen, der die Pluviometerdaten aus den operationellen hochauflösenden Messnetzen vereint. Heute enthält dieser Datensatz mehr als 7500 Zeitreihen in Tages-Auflösung, die mindestens einen Teil des Zeitraums 1966–2000 abdecken. Die im Stichjahr 1973 verfügbaren Stationen sind in Abb. 9-1a dargestellt. Zum Vergleich zeigt Abb. 9-1b die Verteilung der im Alpenraum betriebenen rund 270 SYNOP-Stationen, deren Daten automatisch über GTS international ausgetauscht werden. In vielen Gebirgsregionen der Erde wird nicht einmal diese äußerst grobe Stationsdichte erreicht. Die ausgezeichnete Beobachtungsdichte in den Alpen erlaubt also eine Beschreibung des Niederschlagsklimas, wie dies wohl für kein anderes Hochgebirge der Erde möglich ist.

Die Daten für den länderübergreifenden Datensatz wurden uns freundlicherweise von neun nationalen und regionalen Wetterdiensten und hydrologischen

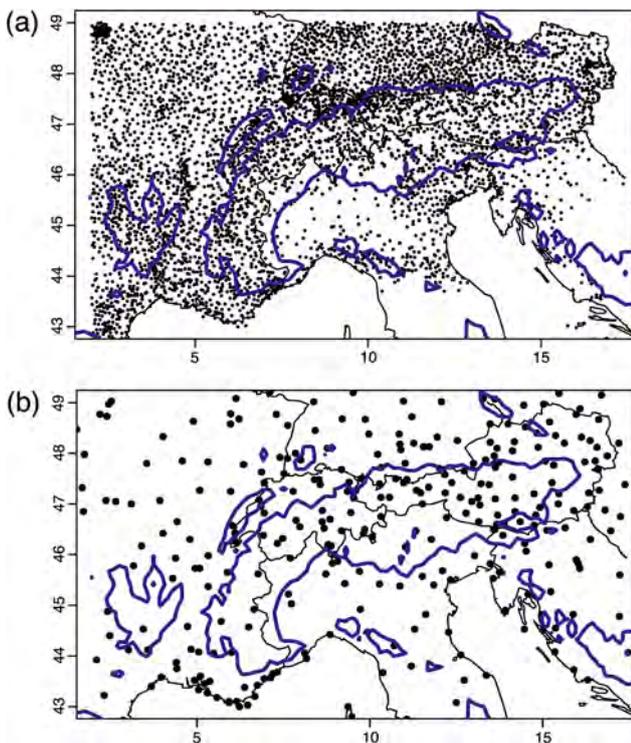


Abb. 9-1: a) Stationen im länderübergreifenden, alpinen Niederschlagsdatensatz (Stichjahr 1973, FREI und SCHÄR 1998). b) Verteilung der rund 270 SYNOP-Stationen im Alpenraum.

Zentren der Alpenländer zur Verfügung gestellt. Umfassende Angaben über Beobachtungsstrategien, die Datenquellen sowie eine ausführliche Beschreibung des Datensatzes und der angewendeten Qualitätsprüfung sind in FREI und SCHÄR (1998) zu finden. Die Analysen in diesem Artikel beruhen auf Pluviometermessungen, die nicht für systematische Messfehler korrigiert wurden.

3 Mittlere saisonale Niederschläge

Abb. 9-2 stellt die Verteilung des mittleren Niederschlags in den vier klimatologischen Jahreszeiten dar. Die Analysen beruhen auf einer hochaufgelösten Interpolation der Stationswerte mit dem PRISM Climate Mapping Verfahren von DALY et al. (2002). PRISM schätzt regionale Beziehungen zwischen dem Niederschlagsklima und verschiedenen lokalen Eigenschaften der Topographie (Meereshöhe, Neigung, Exposition) und nutzt diese für die Interpolation mit einem digitalen Höhenmodell. PRISM wurde speziell für den Alpenraum kalibriert und hochauflösende Analysen (auf einem 2 x 2 km Gitter) sind großformatig im Hydrologischen Atlas der Schweiz publiziert (SCHWARB et al. 2001). Für die Verteilungen in Abb. 9-2 wurden die Originalanalysen auf ein Gitter von etwa 15 x 15 km aggregiert.

Das räumliche Muster des mittleren Niederschlags (Abb. 9-2) lässt sich grob beschreiben als zwei langgezogene Feuchtzonen, die sich entlang dem nördlichen und dem südlichen Alpenrand erstrecken. In den inneralpinen Gebieten dazwischen findet man trockenere Bedingungen. Das allgemeine Muster stimmt gut mit früheren grob aufgelösten gesamtalpinen Klimatologien überein (z. B. FLIRI 1974). Die einzelnen Elemente der allgemeinen Struktur sind je nach Jahreszeit unterschiedlich ausgeprägt. Im Winter findet man feuchte Bedingungen entlang dem Alpennordrand und vor allem im Westen, währenddem im Sommer sich das Niederschlagsgeschehen in die zentralen und östlichen Bereiche der Alpen verschiebt. Die feuchte Anomalie entlang dem Südhang ist in zwei Zentren aufgeteilt (Südschweiz/nördlicher Piemont und Julische/Karnische Alpen nördlich der Adria), die sich vor allem in den Übergangsjahreszeiten von ihrer Umgebung deutlich abheben. Die beiden Zentren lassen sich plausibel durch den kanalisierenden Effekt der topographischen Einbuchtungen bei Südanströmung und mit der Nähe zur Küste verstehen.

Die Alpine Klimatologie zeigt auf, wie die Niederschlagsverstärkung durch die Topographie offenbar stark von den Dimensionen des Gebirges abhängt. Bei Gebirgen größerer Skala wie den Alpen (auch sichtbar am Zentralmassiv) wirkt die Verstärkung vor allem entlang dem Gebirgsrand (jeweils den Strömungsrichtungen zugewandt). In den Ostalpen (siehe Nord-Süd-Querschnitt in Abb.9-3a) kommen die größten middle-

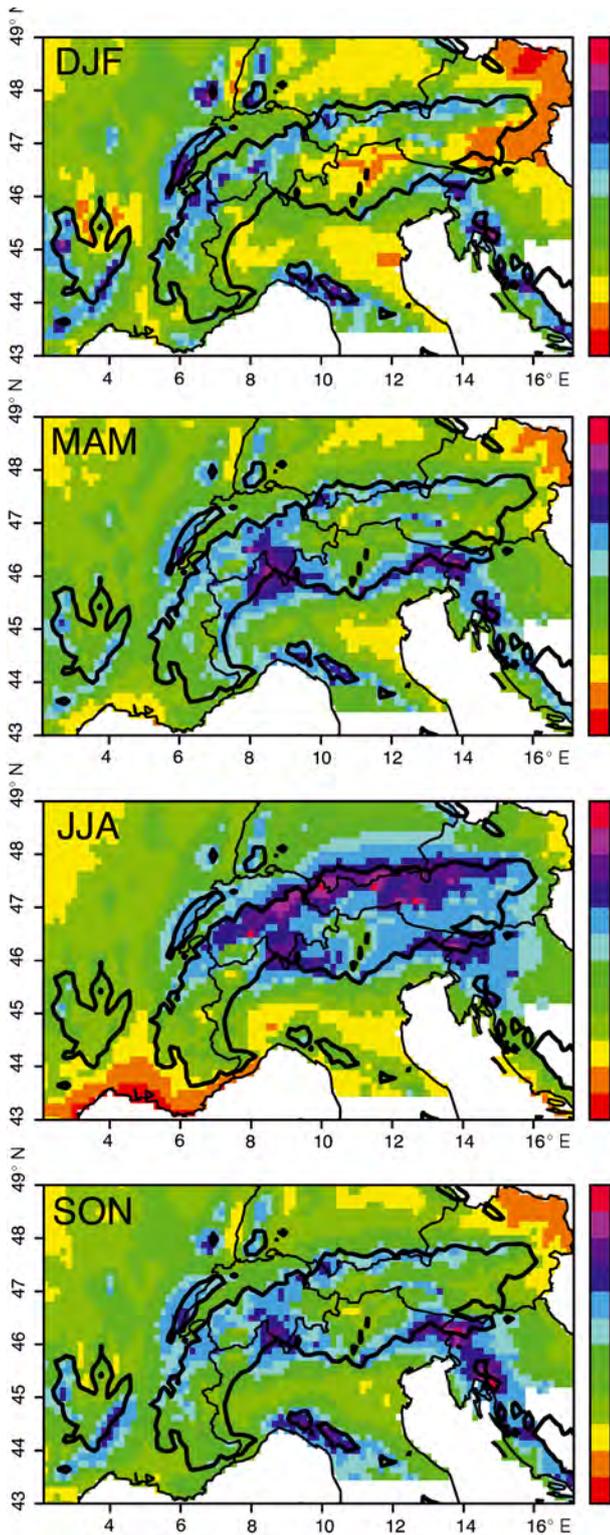


Abb. 9-2: Mittlerer saisonaler Niederschlag (in mm pro Tag) für die vier klimatologischen Jahreszeiten. Nach SCHWARB et al. (2001), aber in einer Auflösung von 15 km.

ren Niederschläge bereits auf einer Meereshöhe von etwa 1000 m vor und nehmen danach gegen die inneren Alpen trotz zunehmender Meereshöhe ab. Im Sommer reicht die nordalpine Feuchtzone weiter ins Gebirgsinnere und weiter ins nördliche Vorland als im Winter. Letzteres dürfte insbesondere auf die häufig beobachtete Bewegung von Gewittern aus ihrer Ge-

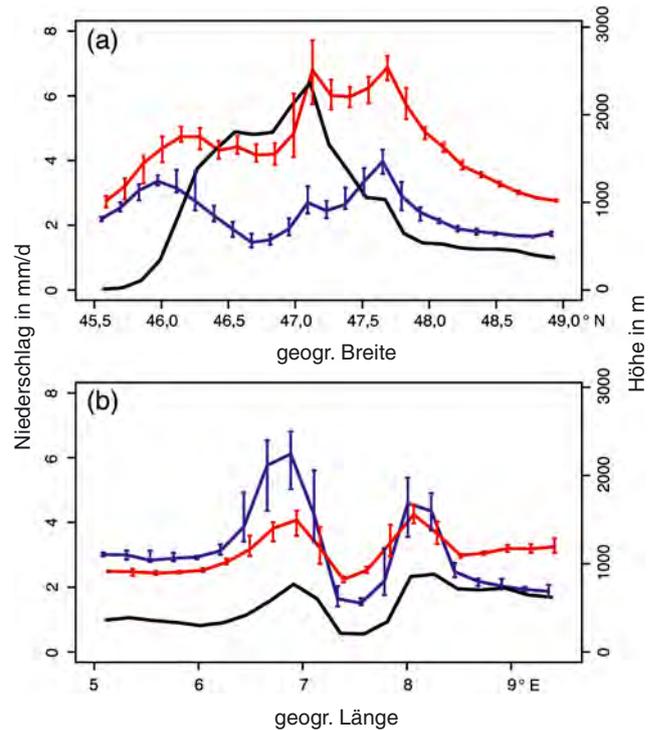


Abb. 9-3: Querschnitte des mittleren Niederschlags (blau: Winter, rot: Sommer): a) in Nord-Süd Richtung durch die Alpen um 12° E, b) in West-Ost Richtung durch die Vogesen, Rheinebene und Schwarzwald um 48° N. Daten aus der 2 x 2 km-Klimatologie von SCHWARB et al. (2001). Ausgezogene Linien zeigen das Mittel, vertikale Linien das Inter-Quartil der Variationen über einen Bereich von 50 km senkrecht zur Querschnittsachse. Mittlere Meereshöhe in schwarz.

burtsstätte an den Alpen ins Vorland zurückgehen. Im Gegensatz zu den Alpen findet man bei den Mittelgebirgen (Schwarzwald, Vogesen und Jura) die Niederschlagsmaxima etwa über der maximalen Erhebung (siehe West-Ost-Querschnitt in Abb. 9-3b). Aber es gibt auch hier (zumindest bei den Vogesen) eine leichte Asymmetrie mit feuchteren Bedingungen stromaufwärts (nach Westen) und starker Abschattung in der Rheinebene, besonders im Winter.

Die grundlegenden Unterschiede in der Struktur des Niederschlagsklimas zwischen dem alpinen Hochgebirge und den Mittelgebirgen können zum Teil mit Unterschieden in den vorherrschenden Niederschlagsprozessen erklärt werden (siehe dazu SMITH 1979). Am Hochgebirge dürften Strömungssituationen mit blockierten bodennahen Luftmassen und damit einer weiter stromaufwärts reichenden Niederschlagsverstärkung häufiger vorkommen als an den Mittelgebirgen. Kommt dazu, dass die Geburtsstätten von größeren Gewittern eher am Rand der Alpen vorgefunden werden, wo das atmosphärische Feuchtereservoir des Vorlandes zur Verfügung steht. Bei den niedrigeren Mittelgebirgen dürfte dagegen die Niederschlagsverstärkung durch den Seeder-Feeder Mechanismus (Tropfenwachstum beim Fallen durch eine Wolke) mit einer über dem Gebirge (Hügel) zentrierten Nieder-

schlagsverstärkung eine Rolle spielen. Auch wenn diese klassischen Vorstellungen gewisse Muster des alpinen Niederschlagsklimas plausibel machen können, so ist die Wirkung der Alpen auf die mesoskalige Dynamik und damit auf die Niederschlagsprozesse im Allgemeinen wesentlich komplexer. Im Mesoscale Alpine Programme wurde diese Komplexität an Fallbeispielen intensiv untersucht (vgl. VOLKERT; Kapitel 8 in diesem Heft, S. 56/57). Die Niederschlagsverteilung in den Alpen dürfte deshalb das Resultat vieler Einflussfaktoren sein, von den großskaligen Klimaregimen, über die dynamischen Effekte des Gebirges auf die Wettersysteme, bis zur Geographie des Gebirges und der Land-See-Verteilung in der Region.

4 Starkniederschläge und Trockenperioden

Im Alpenraum treten Starkniederschläge hauptsächlich in Verbindung mit Gewittern (Konvektion) oder im Zusammenhang mit quasi-stationären Wetterlagen mit Stauwirkungen auf. Die Zeitaufösung der konventionellen Messnetze (1 Tag) ist sicher zu grob für eine aussagekräftige Klimatologie über konvektive Starkniederschläge. Aber Analysen der täglichen Niederschlagsvariationen erlauben trotzdem interessante Einblicke in die Verteilung von Starkniederschlägen im Alpenraum. Abb. 9-4 zeigt drei statistische Größen dieser Variationen, welche die Häufigkeit von starken Tagesniederschlägen, von langandauernden Niederschlagsperioden und von Trockenperioden charakterisieren. Diese Analysen (auf einem Gitter von 15 x 15 km) wurden mit einer modifizierten Form des Shepard Algorithmus aus den entsprechenden Statistiken der Stationen hergeleitet (Details in FREI und SCHÄR 1998).

Intensive Tagesniederschläge (Abb. 9-4a) kommen vor allem im südlichen Alpenraum vor. Vier Gebiete an den Cevennen (Zentralmassiv), an der Ligurischen Küste, in der Südschweiz/Norditalien sowie nördlich der Adria sind besonders ausgeprägt. Der maximale 40-tägige Eintagesniederschlag ist hier mehr als dreimal größer als über dem deutschen Flachland. In diesen Gebieten treten Starkniederschläge vor allem im Herbst auf, wenn feuchtwarme Luftmassen aus dem Mittelmeerraum gegen die Alpen geführt werden. Oft sind diese Wetterlagen mit charakteristischen Höhenstrukturen verbunden und der Niederschlag kann stratiform oder konvektiv sein (z. B. MASSACAND et al. 1998). Neben diesen ausgezeichneten Starkniederschlagszonen weist der gesamte Alpenbogen und die Mittelgebirge eine gegenüber dem Flachland höhere Starkniederschlagshäufigkeit auf, allerdings zu je nach Region unterschiedlichen Jahreszeiten. Entlang dem nördlichen Alpenrand und in Süddeutschland findet man die größten Häufigkeiten im Sommer.

Im Gegensatz zu den intensiven Tagesniederschlägen kommen langandauernde Regenfälle vor allem im

nördlichen Alpenraum vor (Abb. 9-4b). Sie treten vorwiegend im Winterhalbjahr (Winter und Frühling) auf. Am zentralen und östlichen Alpenrand gibt es aber auch im Sommer kontinuierliche Regenperioden von 10 und mehr Tagen. Deutlich weniger häufig als im Norden sind langandauernde Niederschlagsphasen im südlichen Rhôneetal, in der Po-Ebene, im Osten von Österreich, und in inneralpinen Tälern (Südtirol, Engadin, Aostatal).

Die durchschnittliche Länge der längsten jährlichen Trockenperiode (Abb. 9-4c) variiert zwischen etwa 20 Tagen nördlich des Alpenhauptkamms und über 40 Ta-

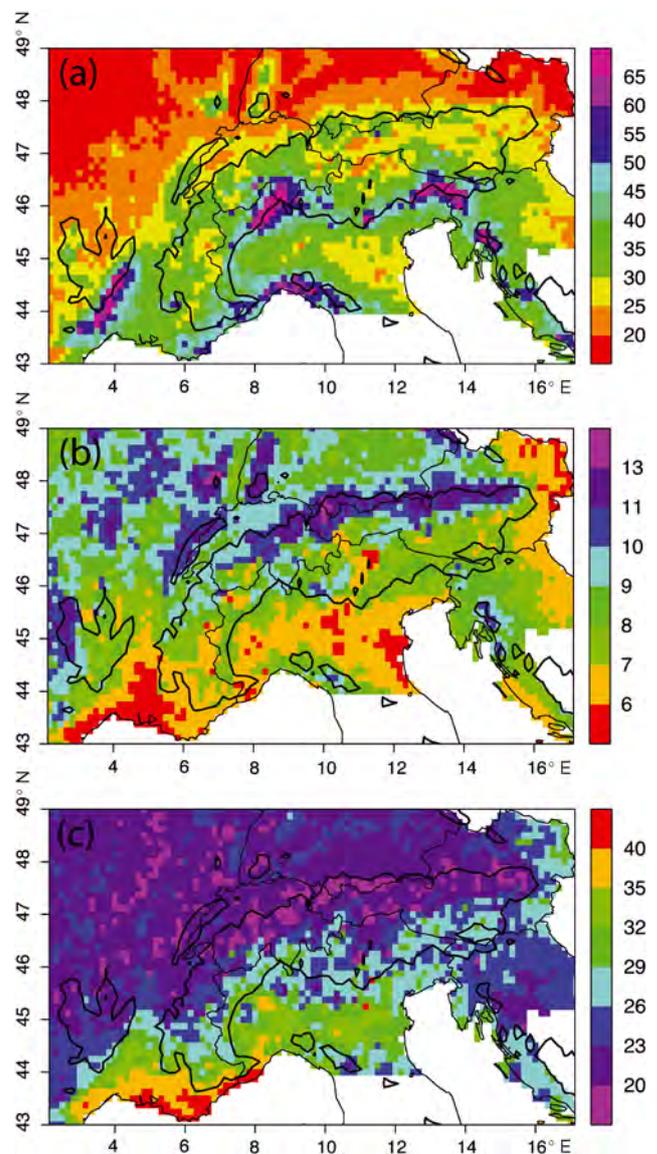


Abb. 9-4: Starkniederschläge und Trockenperioden im Alpenraum 1971–1990: (a) Das 95 %-Quantil (in mm pro Tag) der Tagesniederschläge (Niederschlagstage mit mindestens 1 mm pro Tag); dies entspricht etwa einem Niederschlag, der im Mittel alle 40 Tage überschritten wird. (b) Die durchschnittliche Länge (Median in Tagen) der längsten ununterbrochenen Niederschlagsperiode im Jahr. (c) Die durchschnittliche Länge (Median in Tagen) der längsten ununterbrochenen Trockenperiode im Jahr.

gen entlang der Mittelmeerküste. Der ausgeprägte Gradient über die Alpen und das Zentralmassiv zeigt die Abschirmung des unteren Rhône-tals und der Poebene von den synoptischen Wettersystemen im Norden. Lange Trockenperioden können im Norden in allen Jahreszeiten auftreten, im Süden (Mittelmeerküste und Poebene) dagegen bevorzugt im Sommer.

Es ist interessant, dass die klassischen Starkniederschlagsgebiete im Süden der Alpen gleichzeitig auch von längeren Trockenperioden betroffen sind. Im Norden dagegen korrelieren Starkniederschlagshäufigkeit, lange Regenphasen und kurze Trockenperioden sogar auf der Skala einzelner Gebirgsmassive. Dies demonstriert die Komplexität der Niederschlagsstatistik im Alpenraum.

5 Trends

Verschiedene Untersuchungen der letzten Jahre haben für Europa langfristige Niederschlagstrends festgestellt (z. B. SCHÖNWIESE et al. 1994). Zwar existieren heute wertvolle länderübergreifende Langzeit-Datensätze für Trendanalysen (z. B. Klein Tank et al. 2002), aber eine Beschreibung der regionalen Struktur der Trends im Alpenraum wird erschwert durch die im Vergleich zur Topographiestruktur sehr groben Stationsdichte in diesen Datensätzen.

Eine Rekonstruktion von regionalen Strukturen ist aber möglich, wenn die vorhandenen Langzeitreihen mit Information aus den dichten aktuellen Messnetzen verknüpft werden. Eine Methode für diese Kombination wurde von SCHMIDLI et al. (2002) für monatliche Niederschläge in den Alpen entwickelt, ähnlich zu den Verfahren bei der Rekonstruktion von Meeresoberflächentemperaturen. Dabei wird aus dem dichten aktuellen Messnetz der letzten Jahrzehnte eine statistische Beschreibung der raumzeitlichen Kovarianz im Niederschlagsfeld gewonnen, die schließlich mit den Langzeitreihen kombiniert wird. Gegenüber einer Analyse aus Langzeitreihen allein weisen diese Rekonstruktionen wesentlich realistischere Feinstrukturen auf. Bedingung für dieses Verfahren ist, dass sich die Kovarianzstruktur im Laufe der Zeit nicht verändert hat. In den Alpen, wo räumliche Kovarianz hauptsächlich von der Topographie bestimmt ist, ist diese Annahme gut erfüllt.

Mit Hilfe von 140 Langzeitreihen im gesamten Alpenraum haben SCHMIDLI et al. (2002) monatliche mesoskalige Niederschlagsfelder für den gesamten Alpenraum rekonstruiert. Die Rekonstruktion erstreckt sich über das 20. Jahrhundert und erlaubt deshalb die bisher räumlich detaillierteste Beschreibung der Niederschlagstrends in den Alpen. Die Trends der mittleren saisonalen Niederschläge sind in Abb. 9-5 dargestellt. Die markantesten Signale einer Niederschlagsänderung im 20. Jahrhundert werden im Winter

und im Herbst gefunden. Im Winter hat der Niederschlag über einem größeren zusammenhängenden Gebiet im Norden und Westen des Alpenraums zugenommen. Die Zunahme beträgt zwischen 20 und 30 % und ist statistisch signifikant. In derselben Jahreszeit wird eine Niederschlagsabnahme im Südosten der Alpen

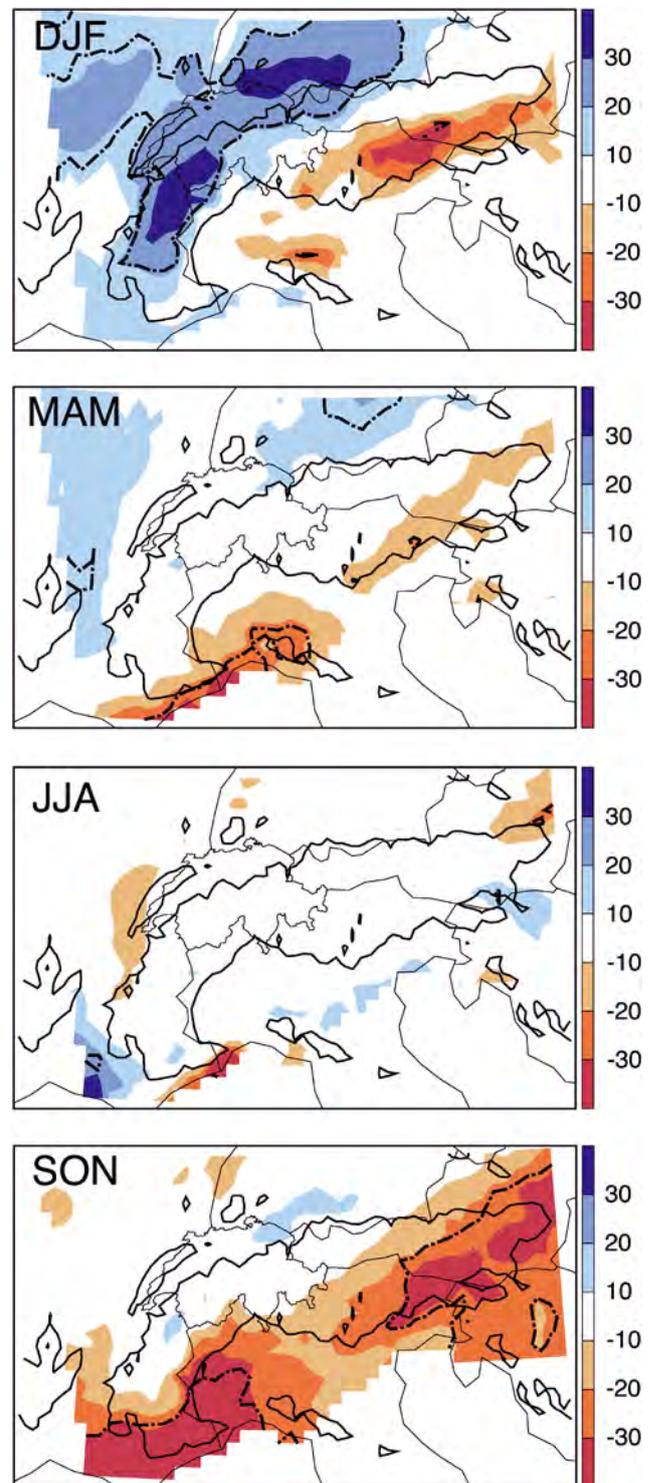


Abb. 9-5: Trends des mittleren saisonalen Niederschlags 1901–1990 (in % pro 100 Jahren). Ausgezogene Strich-Punkt Linien bezeichnen Gebiete in denen der Trend auf dem 90 %-Niveau statistisch signifikant ist (aus SCHMIDLI et al. 2002).

gefunden, welche allerdings nicht statistisch signifikant ist. Schließlich, im Herbst wird für ein größeres Gebiet im Südwesten und Südosten der Alpen eine markante Niederschlagsabnahme ebenfalls im Bereich von 20–30 % gefunden. Die Veränderungen in den anderen Jahreszeiten sind geringer, weniger kohärent und meist statistisch nicht signifikant.

Die beobachtete Niederschlagszunahme im Winter ist konsistent mit verschiedenen nationalen und kontinentalskaligen Untersuchungen und sie scheint Teil einer größerskaligen systematischen Veränderung über Mittel- und Nordeuropa zu sein. In weitergehenden Analysen von täglichen Niederschlagsreihen zeigt sich zudem, dass die Zunahme im Mittel das Resultat einer Zunahme sowohl der Niederschlagshäufigkeit als auch der Niederschlagsintensität ist, und dass parallel dazu die Häufigkeit von intensiven Niederschlägen deutlich zugenommen hat (Abb.9-6). Mehr intensive Niederschläge werden auch im Herbst beobachtet und in Regionen, wo der mittlere Niederschlag keinen Trend aufweist.

Zur Zeit kann nicht abschließend beurteilt werden, ob die beobachteten Veränderungen des Niederschlags im Alpenraum eine Folge der anthropogenen Klimaänderung sind. Dies ist aber denkbar. So wird erwartet, dass die globale Erwärmung zu einer Intensivierung des Wasserkreislaufs führen könnte, die sich in einer Zunahme der mittleren Niederschläge und der Häufigkeit von Starkniederschlägen äußern könnte, insbesondere in mittleren und hohen geographischen Breiten (IPCC 2001). Viele Klimaszenarien mit globalen und regionalen Klimamodellen zeigen in diese Richtung. Es kommen aber auch natürliche Langzeit-Klimavariationen als mögliche Ursache für die Trends in Frage. Zum Beispiel könnten sie eine Folge der Änderungen in der großskaligen atmosphärischen Strömung über dem Nordatlantik sein (WANNER et al. 2001), deren Ursache im Moment nicht geklärt ist.

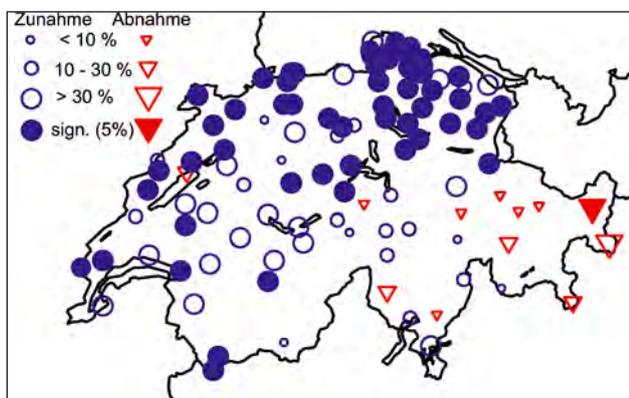


Abb. 9-6: Änderung in der Häufigkeit intensiver Winter-Niederschläge (Überschreitungen des 90 %-Quantiles) in der Schweiz 1901–2000 (aus SCHMIDLI und FREI 2005).

6 Schlussbemerkungen

Das Beispiel der Alpen macht deutlich, wie komplex die räumlichen und jahreszeitlichen Muster des Niederschlagsklimas in komplexer Topographie sein können. Die zum Teil verbreitete Vorstellung einer Niederschlagszunahme mit der Meereshöhe liefert, zumindest für den Alpenraum, ein mangelhaftes Bild der Verhältnisse. Zudem weichen die räumlichen und jahreszeitlichen Verteilungen von Extremereignissen zum Teil wesentlich von der Verteilung des mittleren Niederschlags ab.

Im Zuge der Erforschung von regionalen Auswirkungen der erwarteten globalen Klimaänderung bekommen mesoskalige Klimaanalysen wie die hier vorgestellte eine zunehmende Bedeutung. Die mesoskaligen Prozesse und die damit verbundenen Muster im Klima können in globalen Klimamodellen nicht repräsentiert werden. Hier müssen Methoden der Klimaregionalisierung wie regionale Klimamodelle oder statistische Regionalisierungsmethoden angewendet werden. Zu deren Validierung und Kalibrierung braucht es Klimaanalysen, die diese feinen Skalen auflösen. Für ersteres hat die außergewöhnliche Datendichte im Alpenraum bereits wertvolle Dienste geleistet (FREI et al. 2003). Trotzdem sind weitere Entwicklungen notwendig. Zur Kalibrierung von statistischen Methoden sowie für Untersuchungen der Klimavariationen sind weiter zurückreichende und möglichst homogene Analysen in Tagesauflösung notwendig. Wie gut sich tägliche Analysen mit statistischen Rekonstruktionsverfahren aus den weniger dichten Beobachtungen erstellen lassen, ist nicht klar.

Danksagung

Diese Arbeit entstand am Institut für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich, Forschungsgruppe Prof. C. Schär. Wir bedanken uns bei den nationalen und regionalen Diensten für die Benützung von Niederschlagsdaten: Deutscher Wetterdienst Offenbach, MétéoFrance Toulouse, Ufficio Centrale di Ecologia Agraria Rom, Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale Rome, ARPA Bologna, Meteorologischer und Hydrologischer Dienst Zagreb, Hydrographisches Zentralbüro Wien, Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz Zürich, das Slovenische Hydrometeorologische Institut Ljubljana.

Literatur

- DALY, C., W. P. GIBSON, G. H. TAYLOR, G. L. JOHNSON, P. PASTERIS, 2002: A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Res.* **22**, 99-113.
- FLIRI, F., 1974: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum. *Wissensch. Alpenvereinshefte* **24**, 110 S.

- FREI, C., C. SCHÄR, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.* **18**, 873-900.
- FREI, C., J. H. CHRISTENSEN, M. DÉQUÉ, D. JACOB, R. G. JONES, P. L. VIDALE, 2003: Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *J. Geophys. Res.* **108 (D3)**, 4124 doi:10.1029/2002JD002287.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The scientific basis. Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Houghton J.T. et al. (Hrsg.), 881 S.
- KLEIN TANK A.M.G. und 39 Co-Autoren, 2002: Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.* **22**, 1441-1453.
- MASSACAND, A. C., H. WERNLI, H. C. DAVIES, 1998: Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1435-1438.
- SCHÄR, C., T. D. DAVIES, C. FREI, H. WANNER, M. WIDMANN, M. WILD, H. C. DAVIES, 1998: Current Alpine climate. In: A view from the Alps: Regional perspectives on climate change, Herausgegeben von: P. Cebon, U. Dahinden, H.C. Davies, D. Imboden, C.C. Jaeger, *The MIT Press*, ISBN 0-262-03252-X, 21-72.
- SCHMIDLII, J., C. FREI, 2005: Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *Int. J. Climatol.* **25**, 753-771.
- SCHMIDLII, J., C. SCHMUTZ, C. FREI, H. WANNER, C. SCHÄR, 2002: Mesoscale precipitation in the Alps during the 20th century. *Int. J. Climatol.* **22**, 1049-1074.
- SCHÖNWIESE C.-D., J. RAPP, T. FUCHS, M. DENHARD, 1994: Observed climate trends in Europe 1891-1990. *Meteorol. Z., N.F.* **3**, 22-28.
- SCHWARB, M., C. DALY, C. FREI, C. SCHÄR, 2001: Mean annual (and seasonal) precipitation in the European Alps 1971-1990. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern, Blätter 2.6 und 2.7.
- SMITH, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.* **21**, 87-230.
- VIVIROLI, D., R. WEINGARNER, 2004: Hydrologische Bedeutung des europäischen Alpenraums. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 6.4.
- WANNER, H., S. BRÖNNIMANN, C. CASTY, D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, C. SCHMUTZ, D. B. STEPHENSON, E. XOPLAKI, 2001: North Atlantic oscillation – Concepts and studies. *Surveys in Geophysics* **22**, 321-382.

D. MAJEWSKI, B. RITTER

10 Gebirgseinflüsse in operationellen numerischen Wettervorhersagemodellen

On the influence of orography in operational numerical weather prediction models

Zusammenfassung

Gebirge beeinflussen die Atmosphäre auf allen Zeit- und Raumskalen: Die großskaligen stationären Störungen (Wellen) der Westwindzone der mittleren Breiten wie auch die räumlichen Details der mittleren Niederschlagsverteilung im Schwarzwald sind wesentlich durch den orographischen Antrieb erklärbar. Numerische Wettervorhersagemodelle müssen deshalb die Wirkung der Orographie auf die Strömung (Form- und Wellenwiderstand, Oberflächenreibung) beinhalten. Dabei wird zwischen dem explizit auflösbaren Einfluss, der der raum-zeitlichen Skala des betreffenden Modells entspricht, und den subskaligen Prozessen, die parameterisiert werden müssen, unterschieden.

Abstract

Mountain ranges influence the atmosphere on all temporal and spatial scales. Large-scale stationary disturbances (waves) within the mid-latitude westerlies are determined to a large degree by orographic forcing just like the regional details of the mean precipitation distribution around a low mountain chain like the Black Forest. Numerical weather prediction models must therefore contain the orographic influence on the atmospheric flow (like form drag, wave drag and surface friction). In this context we have to distinguish between influences that can be explicitly resolved, i.e. which fit to the spatio-temporal scale of the model in question, and subscale processes, which need to be parameterized.

1 Einleitung

Die Atmosphäre erhält ihre kinetische Energie durch die Freisetzung verfügbarer potentieller Energie und verliert sie hauptsächlich durch den Reibungs- oder Oberflächenwiderstand. Die Energiedissipation wird durch einen Druckgradienten an der Erdoberfläche bewirkt, der dann entsteht, wenn der Druck auf gleicher Höhe im Luv und Lee eines Berges oder Hügels verschieden ist. Dieser Druck- oder Formwiderstand kann durch drei niedertroposphärische Prozesse (LOTT 1995) erzeugt werden: Erstens durch das Auftreten eines starken Fallwindes (z. B. Föhn, Bora) im Lee des Gebirges; zweitens durch eine luvseitige Blockierung von bodennaher Kaltluft; drittens durch die Erzeugung von Nachlaufwirbeln. Alle drei Prozesse führen dazu, dass im Luv des Berges höherer Druck herrscht als im Lee.

Werden zum anderen durch die Berge Schwerewellen in der Atmosphäre angeregt, die sich vertikal ausbreiten, so bewirken diese Wellen einen sehr effizienten vertikalen Impulstransport. Dieser Prozess wird Wellenwiderstand genannt. Im Unterschied zur Oberflächenreibung in der atmosphärischen Grenzschicht, bei der die Impulsflussdivergenz (und damit die Abbremsung der Strömung) üblicherweise auf die untersten 1000 m über Grund beschränkt ist, kann beim Wellenwiderstand die Impulsflussdivergenz in 10 bis 15 km über Grund ihren Extremwert erreichen. Der Wellen-

widerstand ist deshalb in der Lage, die Winde im Bereich der Strahlströme (jet streams) wirksam abzubremesen. Am Boden manifestiert sich auch der Wellenwiderstand durch einen höheren Luftdruck auf der Luvseite des Hindernisses.

Der Druckunterschied zwischen Luv und Lee eines Berges bewirkt eine Beschleunigung des Berges (und damit natürlich der ganzen Erde) in die Richtung des niedrigeren Druckes, und der dazu notwendige Impuls wird der Atmosphäre im Niveau der maximalen Impulsflussdivergenz entnommen (vgl. EGGER und HOINKA; Kapitel 7 in diesem Heft).

Numerische Wettervorhersagemodelle (NWV-Modelle) müssen die Wirkung der Orographie (Abb. 10-1) auf allen räumlichen Skalen, seien sie vom Modell explizit erfasst oder seien sie subskalig, beinhalten. Dabei stellt die Orographie zunächst einmal nur die untere Berandung des Modellgebietes dar. Hier gilt die physikalische Randbedingung, dass kein Transport von trockener Luft über die Grenzfläche Boden - Atmosphäre stattfinden soll. In den meisten NWV-Modellen, so auch im Globalmodell GME (MAJEWSKI et al. 2002) und Lokalmmodell LM (DOMS und SCHÄTTLER 2003) des DWD, werden die Modellgleichungen in ein geländefolgendes Koordinatensystem transformiert.

Wie alle Eingangsgrößen eines NWV-Modells muss auch die Orographie als räumlicher Mittelwert hoch-

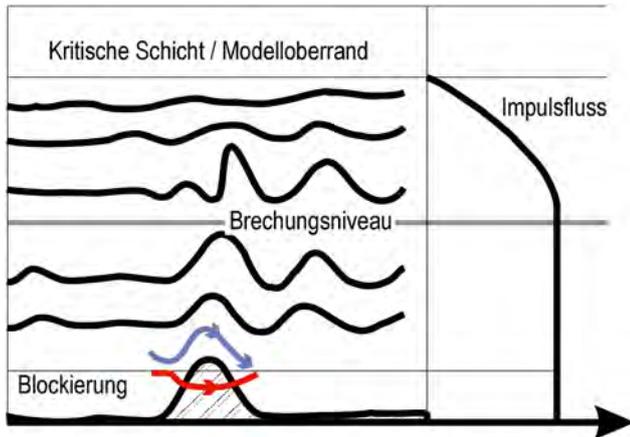


Abb. 10-1: Subskalige orographische Effekte in NWV-Modellen: Blockierung der Strömung und vertikaler Impuls-transport durch Wellen (Form- und Wellenwiderstand).

aufgelöster Daten über die Gitterelemente des Modells bestimmt werden. Aus numerischen Gründen werden die Flächenmittelwerte der Orographie häufig noch einer räumlichen Filterung unterzogen, um sehr kleinräumige Strukturen, deren Wellenlänge nur der zwei- bis dreifachen Gitterweite des NWV-Modells entspricht, zu entfernen. Die gefilterten Flächenmittelwerte der Orographie sind der wichtigste orographische Eingangsparameter für ein NWV-Modell. Je nach Auflösung (Maschenweite) stellt die Modellorographie aber nur eine sehr grobe Beschreibung der wirklichen Berge und Täler dar, so dass lokal große Höhendifferenzen zwischen realer und flächengemittelter Orographie bestehen können. Diese Differenzen müssen bei der Interpretation der Modellvorhersagen durch den Synoptiker oder bei statistischen Anschlussverfahren natürlich berücksichtigt werden.

Die Parameterisierung der durch die subskalige (d. h. vom NWV-Modell nicht explizit „skalig“ erfassten) Orographie bedingten turbulenten Oberflächenreibung in der atmosphärischen Grenzschicht erfordert die Bestimmung einer orographischen Rauigkeitslänge. Sie wird in GME und LM aus der Varianz der subskaligen Orographie berechnet.

Wenn die Auflösung des NWV-Modells ausreichend hoch ist, so dass der durch die Orographie erzeugte Form- und Wellenwiderstand explizit erfasst wird, kann – wie im LM – auf eine Parameterisierung dieser Prozesse verzichtet werden. Reicht dagegen die Modellauflösung – wie im GME – nicht aus, so werden Form- und Wellenwiderstand mittels einer SSO-Parameterisierung (subgrid scale orography) berücksichtigt. Im GME basiert die SSO-Parameterisierung auf LOTT und MILLER (1997). Internationale Feldexperimente wie PYREX (Pyrenean Experiment; BOUGEAULT et al. 1990) und MAP (Mesoscale Alpine Programme; BOUGEAULT et al. 2001) trugen in den letzten Jahren sehr wesentlich zur Weiterentwicklung der SSO-Parameterisierungen in NWV- und Klimamodellen bei.

Im Rahmen von MAP lenkte besonders der Teil ‚wet MAP‘ den Blick verstärkt auf den Einfluss, den die Orographie auf die detaillierte Niederschlagsverteilung im Gebirgsbereich hat (vgl. VOLKERT; Kapitel 8 in diesem Heft). Selbst bei sehr hoch auflösenden NWV-Modellen wie dem LM besteht hier einiges Verbesserungspotential, das noch nicht völlig ausgeschöpft ist.

2 Geländefolgendes Koordinatensystem

Der Einfluss der Orographie als unterer Berandung der Modellatmosphäre lässt sich in den Gleichungen besonders einfach berücksichtigen, wenn die Orographie mit einer Koordinatenfläche des Modells zusammenfällt. Dazu wird die geometrische Höhe (z) in den Modellgleichungen durch eine neue, von den drei Ortsgoodinaten (x, y, z) und der Zeit (t) abhängigen Vertikalkoordinate $\eta(x, y, z, t)$ ersetzt. PHILLIPS (1957) schlug die so genannte σ -Koordinate vor.

$$\eta = \sigma = p/p_s \tag{1}$$

mit dem Druck p und dem (unreduzierten) Bodendruck p_s .

Am Oberrand des Modells (d. h. für $p = 0$) ist $\sigma = 0$, und es gilt dort die Randbedingung für die Vertikalbewegung im σ -System $d\sigma/dt = 0$, weil die Atmosphäre keine Masse mit dem Weltraum austauscht. Am Unterrand (für $p = p_s$) ist $\sigma = 1$, und es gilt dort ebenfalls $d\sigma/dt = 0$, weil kein Transport von trockener Luft über die Grenzfläche Boden - Atmosphäre stattfindet. Der Vorteil eines solchen geländefolgenden Koordinatensystems liegt also in der einfachen Berücksichtigung der Orographie als unterer Berandung des Modellgebietes, die über die mathematische Randbedingung für die Vertikalbewegung erfolgt.

Allerdings haben solche geländefolgenden Koordinatensysteme einen Nachteil: Der Druckgradientterm besteht im Unterschied zum z -System aus zwei Anteilen, die im Gebirgsbereich groß sind und entgegengesetzte Vorzeichen haben.

$$\frac{1}{\rho} \nabla_z p = \nabla_\sigma \phi + RT_v \nabla_\sigma \ln p_s \tag{2}$$

mit der Dichte ρ , den Gradientenoperatoren (∇_z, ∇_σ) auf z - bzw. σ -Flächen, dem Geopotential ϕ , der Gaskonstante R und der virtuellen Temperatur T_v .

Wenn $\nabla_\sigma \ln p_s \neq 0$ ist, so wird ein Anteil des vertikalen Druckgradienten auf jeden der beiden Terme auf der rechten Seite von Gl. 2 abgebildet. Dieser vertikale Anteil kompensiert sich wegen unvermeidbarer Diskretisierungsfehler nicht exakt zwischen beiden Termen. Deshalb kann das fehlerhafte Residuum in der Größenordnung des wahren horizontalen Druckgradienten liegen, weil in der Atmosphäre der vertikale

Druckgradient viel größer als der horizontale ist. Wird – wie im GME – ein hybrides Koordinatensystem (BURRIDGE 1981) verwendet, bei dem ein geländefolgendes σ -System in Bodennähe mit einem quasi-horizontalen p -System darüber kombiniert (Abb. 10-2) wird, so kann der Fehler bei der Berechnung des Druckgradientterms in der oberen Atmosphäre deutlich reduziert werden.

Die SLEVE-Koordinate (SCHÄR et al. 2002) stellt einen alternativen Ansatz zur Reduktion dieses Fehlers dar. Bei diesem geländefolgenden Koordinatensystem ist die Transformation durch einen skalenabhängigen, exponentiellen vertikalen Abfall der Geländestrukturen charakterisiert. Das Orographiefeld des Modells wird dazu in zwei Komponenten zerlegt, die die größer- und kleinere skaligen Variationen der Höhenwerte beschreiben. Der Einfluss der kleinere skaligen Komponente auf die Höhenlage der Koordinatenflächen soll möglichst rasch abfallen, so dass höher gelegene Modellschichten nur die großskalige Orographie widerspiegeln. Testrechnungen mit dem LM (LEUENBERGER 2002) belegen, dass mit der SLEVE-Koordinate kleinere skaliger numerischer Lärm im Alpenbereich deutlich verringert werden kann.

3 Orographiedatensätze und Flächenmittelwerte der Orographie

Zur Bestimmung der Modelloroographie als unterem Rand des atmosphärischen Modells müssen hochauflösende Datensätze der orographischen Höhenverteilung aufbereitet und auf die Modellgitterelemente projiziert werden. Derartige Rohdatensätze stehen sowohl für globale als auch regionale Gebiete in verschiedenen Auflösungen zur Verfügung. Extrem hochauflösende Datensätze mit globaler Überdeckung existie-

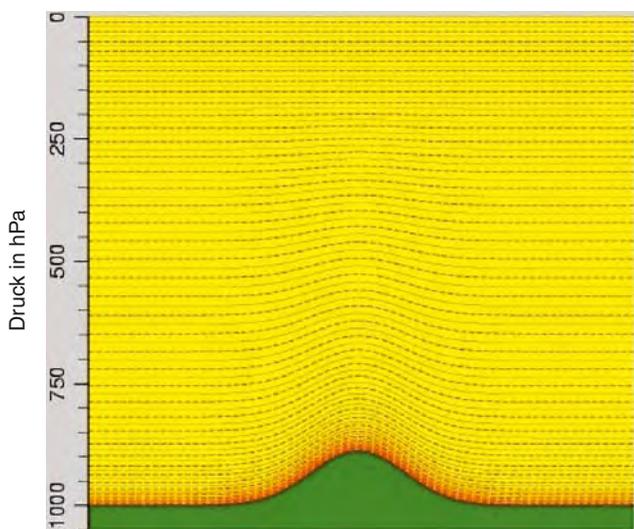


Abb. 10-2: Das hybride Vertikalkoordinatensystem des GME mit 40 Schichten vom Erdboden bis zur Obergrenze der Atmosphäre.

ren zwar (z. B. der sogenannte DTED-1 Datensatz der Defense Mapping Agency der USA mit einer Auflösung von 90 m), stehen der Allgemeinheit aber nicht zur Verfügung. Im DWD wird daher der *GLOBE*-Datensatz (GLOBE task team 1999), der in einem regulären geographischen Gitter eine nominelle Auflösung von 1 km aufweist, zur Bestimmung der Modelloroographie verwendet. Die mittlere Höhe der Modellgitterpunkte wird durch einfache arithmetische Mittelung aller Rohdatenpunkte, die innerhalb des jeweiligen Gitterelements liegen, bestimmt. Zusätzlich zu den Mittelwerten werden subskalige Eigenschaften (u. a. mittlere Standardabweichung der Höhen innerhalb der Gitterelemente) als Eingangsgrößen für verschiedene Parameterisierungsverfahren gespeichert, die die Wirkung der nicht explizit erfassbaren orographischen Strukturen auf die Atmosphäre beschreiben.

4 Orographische Rauigkeitslänge und Oberflächenreibung

In den Grenzschichtparameterisierungen von GME und LM wird der Einfluss der subskaligen Orographie auf die Oberflächenreibung durch eine orographische Rauigkeitslänge $z_{0,oro}$ berücksichtigt. Sie berechnet sich aus der Varianz der subskaligen Orographie und erreicht in den Alpen beim GME fast 10 m (Abb. 10-3). Rauigkeitslängen dieser Größenordnung führen in der Turbulenzparameterisierung zu einer deutlichen Abbremsung der Strömung in Bodennähe. Beträgt bei neutraler Temperaturschichtung beispielsweise die Windgeschwindigkeit in 60 m über Grund 20 m/s, so wird sie im Niveau 10 m für $z_{0,oro} = 0,05$ m auf 14,9 m/s, für $z_{0,oro} = 0,5$ m auf 12,5 m/s und für $z_{0,oro} = 5$ m sogar auf 5,6 m/s abgebremst. Durch die Oberflächenreibung in der atmosphärischen Grenzschicht kann es also in stark gegliedertem Gelände zu einer drastischen Reduktion der bodennahen Windgeschwindigkeit im NWV-Modell kommen.

Vergleicht man den vom Modell vorhergesagten Wind in 10 m über Grund mit Messungen von nahe gelegenen Bergstationen, so stellt man häufig fest, dass das Modell die beobachtete Windgeschwindigkeit deutlich unterschätzt. Bei der Interpretation dieser Ergebnisse ist aber zu beachten, dass die Modellvorhersage als

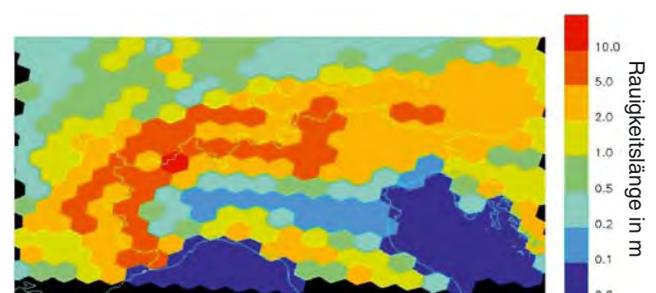


Abb. 10-3: Orographische Rauigkeitslänge (Einheit: m) für das GME im Bereich der Alpen.

Flächenmittelwert über ein Gitterelement des NWV-Modells definiert ist, während die Beobachtung eine lokale Messung darstellt, deren räumliche Repräsentativität im Gebirgsbereich sehr gering ist. Deshalb können sich die Rauigkeitslänge im Modell, die für das Gitterelement repräsentativ sein soll, und der lokale Wert am Ort der Beobachtung durchaus um eine Größenordnung (z. B. von 5 m auf 0,5 m) unterscheiden, so dass große Differenzen in der bodennahen Windgeschwindigkeit zwischen Modellvorhersage und Beobachtung zu erwarten sind.

5 Subskalige Orographie-Parameterisierung im GME

Der von Gebirgen auf die Strömung ausgeübte Druck- und Wellenwiderstand (LOTT 1995) kann von der skaliert in operationellen globalen NWV-Modellen aufgelösten Orographie nicht vollständig erfasst werden. Abb. 10-4 illustriert die Feinstruktur der orographischen Höhe in der Nachbarschaft des Mont Blanc auf der Basis des für die Bestimmung der mittleren Modellorographie benutzten Rohdatensatzes. Die Darstellung ist auf den GME-Gitterpunkt, der den Mont Blanc enthält, und seine Nachbargitterpunkte beschränkt. Innerhalb dieses Kollektivs von Gitterpunkten treten auf der 1 km-Skala des Rohdatensatzes Höhenwerte von 428 bis 4570 m auf; die Standardabweichung der Höhen liegt bei 743 m.

Durch die Projektion (Mittelung) der Rohdaten auf die horizontale Skala des GME (Flächenelemente von etwa 1384 km², Abb. 10-5) geht die Feinstruktur vollkommen verloren, so dass das GME im Wesentlichen nur noch den in dieser Region vorhandenen Anstieg der mittleren Höhen von Nordwest nach Südost explizit erfasst. Das LM mit Gitterflächenelementen von nur 49 km² (Abb. 10-6) beschreibt dagegen näherungsweise die wesentlichen Höhenkämme und Täler in diesem Gebiet.

Folglich kann das GME nur einen Teil des durch Gebirge ausgeübten Strömungswiderstandes explizit erfassen. Die Wirkung der nicht explizit beschriebenen subskaligen (mesoskaligen) orographischen Hindernisse, die noch nicht in der Rauigkeitslänge berücksichtigt wurden, muss durch eine geeignete Parameterisierung beschrieben werden. Im GME wird zu diesem Zweck das Verfahren von LOTT und MILLER (1997) verwendet. Dieses berücksichtigt zwei Mechanismen der Wirkung der subskaligen orographischen Hindernisse. Zum einen ist dies die blockierende Wirkung auf die Strömung in bodennahen Modellschichten (Gl. 3), die von den subskaligen Hindernissen ganz oder teilweise durchdrungen werden. Zum anderen erfasst das Schema die bei geeigneter Anströmung und vertikaler Schichtung der Atmosphäre stattfindende Anregung von Schwerewellen und deren Dissipation in höheren atmosphärischen Schichten (Gl. 4):

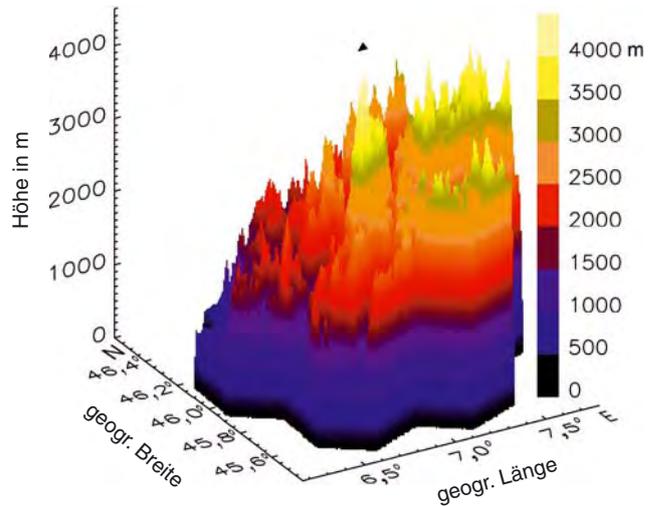


Abb. 10-4: Rohdaten der Orographie (Einheit: m) mit einer Auflösung von 1 km² in der Nachbarschaft des Mont Blanc (schwarzes Dreieck).

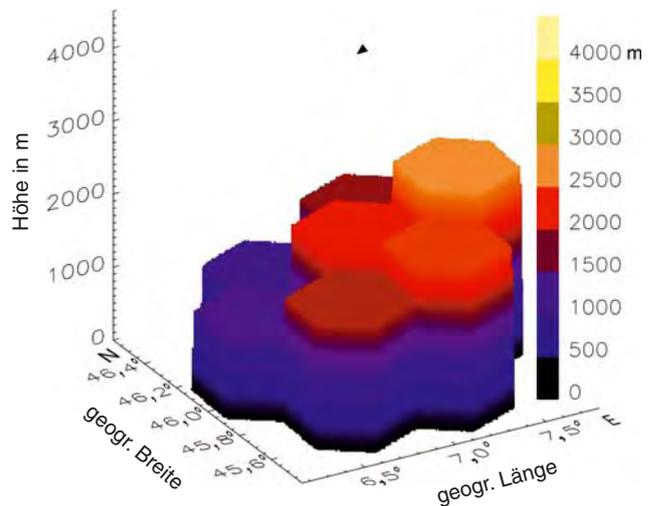


Abb. 10-5: Wie Abb. 10-4, aber Mittelwerte für GME-Gitterelemente der Grundfläche von 1384 km².

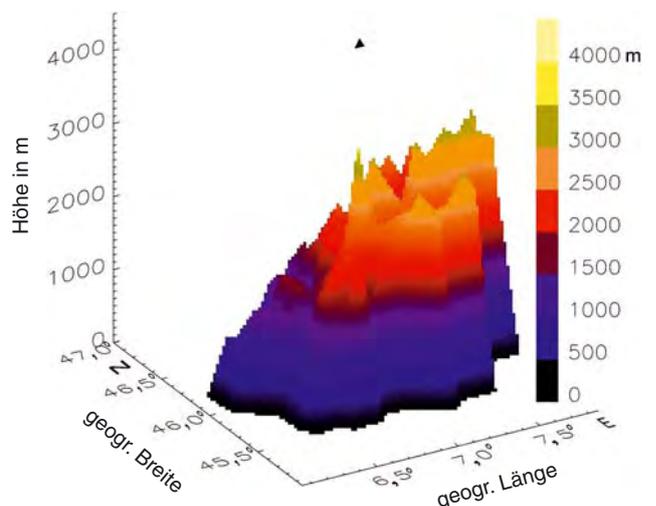


Abb. 10-6: Wie Abb. 10-5, aber Mittelwerte für LM-Gitterelemente der Grundfläche von 49 km².

$$D_{blk}(z) = \rho \frac{U|U|}{2} C_d \frac{\sigma}{2\mu} \max\left(2 - \frac{1}{r}, 0\right) \cdot \left(\frac{Z_{blk} - z}{z + \mu}\right)^{\frac{1}{2}} (B \cos^2 \psi + C \sin^2 \psi) \quad (3)$$

mit dem Widerstand durch die Blockierung D_{blk} als Funktion der Windgeschwindigkeit U , der Höhe z , der Brunt-Väisälä-Frequenz (stabilitätsabhängig) σ , dem Winkel ψ zwischen Anströmrichtung und der Orographieausrichtung, der Höhe Z_{blk} , bis zu welcher Blockierung auftritt und den Parametern B und C , die Funktionen der Anisotropie γ der subskaligen orographischen Hindernisse sind, sowie

$$(\tau_1, \tau_2) = \rho U N G \mu \sigma \cdot \{B \cos^2 \psi + C \sin^2 \psi, (B - C) \sin \psi \cos \psi\} \quad (4)$$

mit dem Impulsfluss (τ_1, τ_2) durch Schwerewellen, der Standardabweichung der subskaligen Orographie μ , der mittleren Hangneigung σ und der geographischen Orientierung ψ .

Für die Aktivierung und Wirkung des Schemas sind neben den atmosphärischen Gegebenheiten (Anströmungsgeschwindigkeit und -richtung; vertikale Schichtung) natürlich auch die Eigenschaften der subskaligen Orographieelemente relevant. Dazu wird für jeden Gitterpunkt des Modells die Standardabweichung der subskaligen Orographie (Abb. 10-7), eine mittlere Hangneigung (Abb. 10-8), ein horizontaler Anisotro-

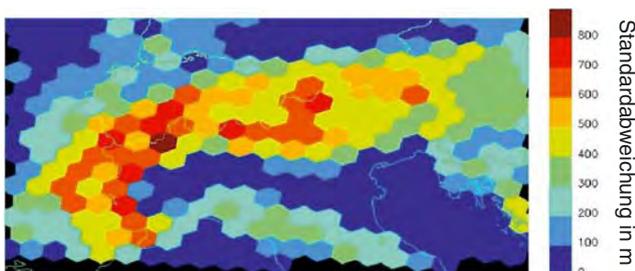


Abb. 10-7: Subskalige Standardabweichung der Orographie innerhalb der GME-Gitterelemente im Bereich der Alpen.

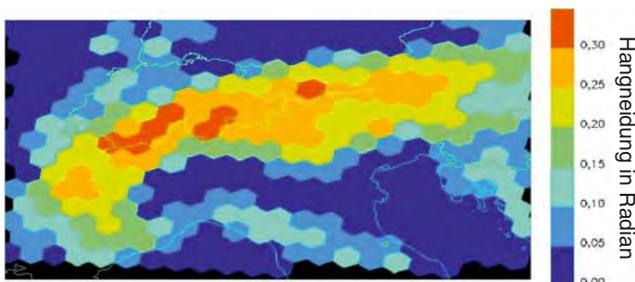


Abb. 10-8: Mittlere subskalige Hangneigung der Orographie innerhalb der GME-Gitterelemente im Bereich der Alpen.

piefaktor und die mittlere Ausrichtung der subskaligen orographischen Hindernisse verwendet. Die beiden letztgenannten Größen erlauben eine grobe Beschreibung der Abhängigkeit der orographischen Einflüsse von der Anströmrichtung relativ zur Orientierung der Hindernisse. Die grundsätzlich dominierenden Kenngrößen sind jedoch die Varianz der Höhen und die charakteristische Hangneigung.

Die Bedeutung der Parameterisierung subskaliger orographischer (SSO) Effekte für die Gesamtqualität der Vorhersage wird durch Abb. 10-9 verdeutlicht. Sie zeigt die Anomaliekorrelation des vorhergesagten Geopotentials 500 hPa für die operationelle GME-Vorhersage (mit SSO-Parameterisierung) vom 24.11.2004 12 UTC im Vergleich mit einer experimentellen Vorhersage ohne SSO-Parameterisierung. Ohne die Berücksichtigung der Wirkung subskaliger Hindernisse im Vorhersagemodell tritt schon nach zwei bis drei Vorhersagetagen ein deutlicher Qualitätsverlust auf.

Da die Wirkung subskaliger Effekte u. a. von der atmosphärischen Situation abhängt, ist der Einfluss auf die Modellprognose sowohl räumlich als auch zeitlich sehr variabel. Dies erschwert die optimale Anpassung der freien Parameter des Parameterisierungsverfahrens, die zusätzlich von der Auflösung des skaligen Modells abhängen können. Mit zunehmender Verfeinerung der horizontalen Maschenweite der NWV-Modelle ist allerdings für die Zukunft grundsätzlich eine Minderung der Bedeutung subskaliger orographischer Prozesse zu erwarten. Zur Zeit kann auf ihre Parameterisierung in operationellen globalen Wettervorhersagemodellen mit Maschenweiten von 40 bis 100 km jedoch nicht verzichtet werden.

Hochauflösende Regionalmodelle wie das LM mit Maschenweiten von 5 bis 10 km sind dagegen in der Lage, den orographisch induzierten, mesoskaligen Druck- und Wellenwiderstand weitgehend explizit aufzulösen, wie die Simulation einer idealisierten Leewelle (Abb. 10-10) belegt.

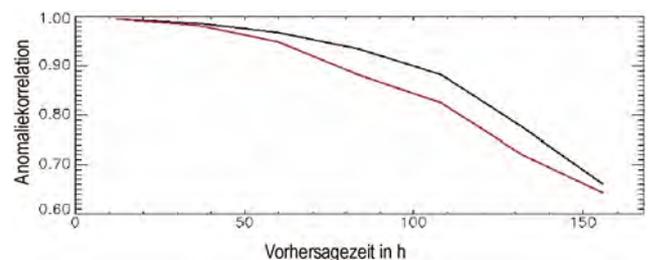


Abb. 10-9: Anomaliekorrelation der Vorhersage des Geopotentials 500 hPa in der Nordhemisphäre als Funktion der Vorhersagezeit mit (schwarz) und ohne (rot) Parameterisierung subskaliger orographischer Effekte. Startzeitpunkt der Vorhersage: 24.11.2004 12 UTC.

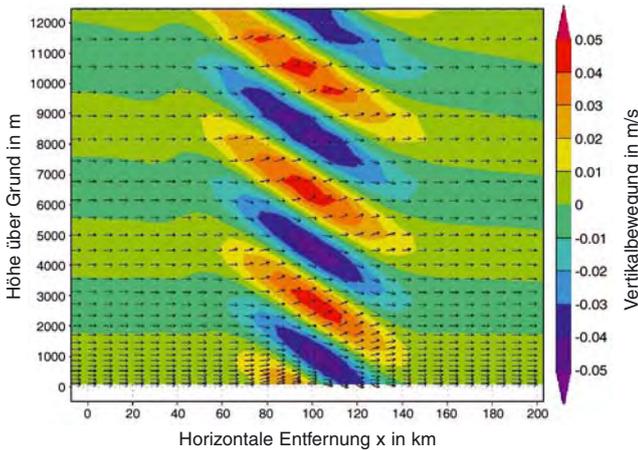


Abb. 10-10: Idealisierte Simulation einer Leewelle im LM bei Anströmung eines 100 m hohen Berges der Halbwertsbreite 15 km bei $x = 100$ km. Vertikalbewegung (Farbflächen, Einheit: m/s) und Windpfeile.

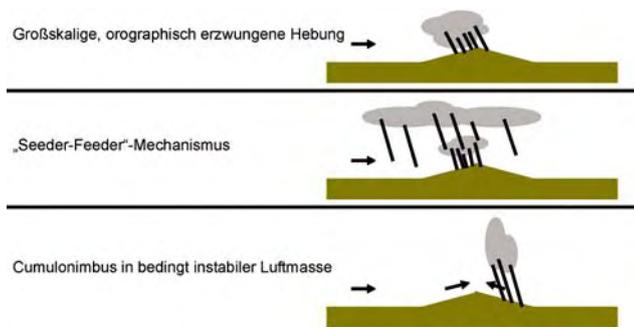


Abb. 10-11: Mechanismen des orographisch bedingten Niederschlags nach SMITH (1979).

6 Niederschlagsverteilung im Gebirgsbereich

Die hochauflösenden operationellen NWV-Modelle der Wetterdienste haben den Anspruch, für die Hydrologie detaillierte Niederschlagsvorhersagen bereitzustellen, die als Eingabefelder für hydrologische Modelle dienen können. Da im Gebirgsbereich die Flusseinzugsgebiete häufig eng begrenzt sind und heftiger Niederschlag rasch zu einem starken Anstieg der Flusspegel in engen Tälern führen kann, stellt die Modifikation der Niederschlagsfelder durch die Orographie eine besondere Herausforderung an die Modellierung dar. SMITH (1979) unterscheidet drei wesentliche Einflüsse der Orographie auf Bewölkung und Niederschlag (Abb. 10-11): Verstärkung des Niederschlags auf der Luvseite und am Gipfel durch großskaliges Aufgleiten und das „Impfen“ von niedrigen Wolken über dem Berg durch Niederschlagspartikel, die aus höheren Wolken fallen („Seeder-Feeder“-Mechanismus), sowie die Auslösung von hochreichender Konvektion durch orographisch induzierte Windsysteme.

Ein Vergleich (Abb. 10-12a) der gemessenen mit den modellierten Niederschlägen im Bereich Schwarzwald und Schwäbische Alb für ein winterliches Starknieder-

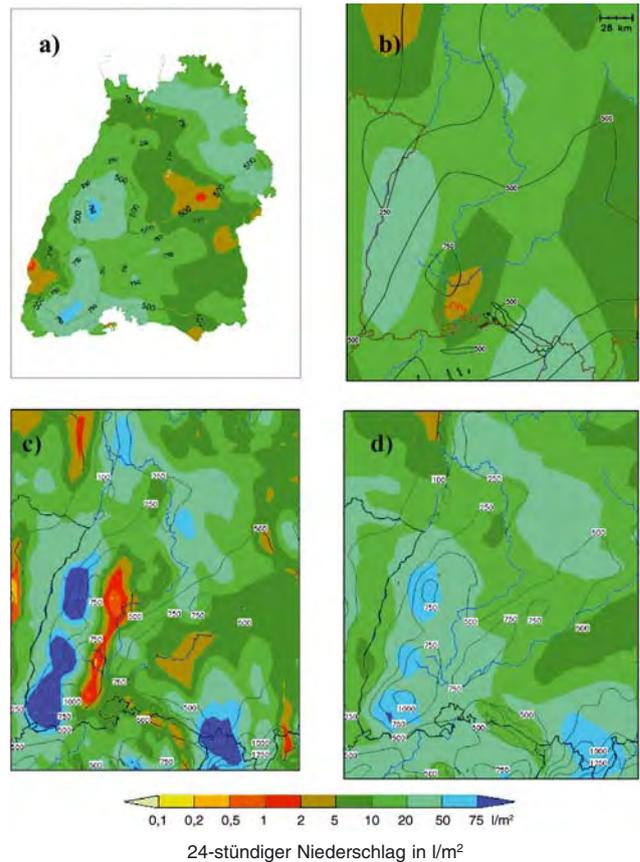


Abb. 10-12: a) Beobachteter Niederschlag (Einheit: l/m^2 in 24 Stunden) in Baden-Württemberg für den Zeitbereich 20. bis 21.02.2002 06 UTC. b) Vorhergesagter Niederschlag mit dem LM, Maschenweite 28 km, Starttermin der Vorhersage: 20.02.2002 00 UTC. c) wie Abb. 10-12 b), aber Maschenweite 7 km. d) wie Abb. 10-12 c), aber mit prognostischer Behandlung der Hydrometeore, die u. a. die horizontale Verdriftung von Regen und Schnee berücksichtigt.

schlagsereignis mit westlicher Anströmung zeigt ein sehr ernüchterndes Ergebnis. Mit einer Reduktion der Maschenweite im LM von 28 auf 7 km (Abb. 10-12 b und c) wird nicht die erwartete Verbesserung der vorhergesagten Niederschlagsverteilung erzielt, sondern im Gegenteil, eine deutliche Verschlechterung. Drei charakteristische Fehler in der räumlichen Verteilung im hochauflösenden LM sind offensichtlich: Die Niederschlagsmaxima sind deutlich zu hoch und stromauf verschoben, und im Lee der Berge bildet sich eine unrealistische Trockenzone, in der kaum Niederschlag fällt. Die Defizite in der modellierten Niederschlagsverteilung sind aber nicht hauptsächlich auf Probleme des LM bei der Simulation der orographisch bedingten Modifikation der Strömung zurückzuführen, sondern auf die für diese Auflösung fehlerhafte Modellannahme, dass der Niederschlag in der vertikalen Säule ausfällt, in der er erzeugt wurde. Vor allem Schnee kann wegen der geringen Fallgeschwindigkeit (1 bis 2 m/s) um bis zu 40 km horizontal verdriftet werden, bis er den Boden erreicht. Deshalb wurde das LM um eine prognostische Behandlung der Hydrometeore

(Regen und Schnee), die den dreidimensionalen Transport dieser Größen einschließt, erweitert. Die Vorhersage des Niederschlags mit dieser verbesserten LM-Version (Abb. 10-12d) zeigt mit einer Maschenweite von 7 km eine fast perfekte Vorhersage für diese winterliche Wetterlage. Diese Modellversion ist seit dem 19. April 2004 im operationellen Einsatz und führte zu einer deutlichen Verbesserung der räumlichen Verteilung der Niederschläge in orographisch gegliedertem Gelände.

7 Ausblick

Die Modellentwicklung beim DWD (LM-Kürzestfrist: LMK) und anderen Wetterdiensten in Europa konzentriert sich in den nächsten Jahren auf sehr hochauflösende Regionalmodelle mit Maschenweiten von 2 bis 3 km. Ziel dieser Modellentwicklung ist es vor allem, hochreichende Konvektion in den NWV-Modellen explizit zu beschreiben, um so die Organisation der Zellen zu Gewitterkomplexen oder Böenlinien vorherzusagen. Der DWD wird dabei von begleitenden Forschungsprogrammen, vor allem dem Schwerpunktprogramm SPP1167 „Quantitative Niederschlagsvorhersage“ der Deutschen Forschungsgemeinschaft, profitieren können. Im Rahmen des SPP1167 wird im Jahr 2007 ein großangelegtes Messexperiment in Süddeutschland (COPS: Convection and Orographic Precipitation Study) stattfinden, um die Wirkung der Mittelgebirge auf konvektive Zellen zu erforschen.

Literatur

- BOUGEAULT, P. et al., 1990: Momentum budget over Pyrenees: the PYREX experiment. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **71**, 806-818.
- BOUGEAULT, P., P. BINDER, A. BUZZI, R. DIRKS, R. HOUZE, J. KUETTNER, R. B. SMITH, R. STEINACKER, H. VOLKERT, 2001: The MAP special observing period. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **82**, 433-462.
- BURRIDGE, D. M., 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.* **109**, 758-766.
- DOMS, G., U. SCHÄTTLER, 2003: LM – Documentation 2nd version; online unter: <http://cosmo-model.cscs.ch/public/documentation.htm>
- GLOBE task team, 1999: The global land one-kilometer base elevation (GLOBE) digital elevation model, version 1.0. National Geophysical Data Center, Boulder, USA; online unter: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>
- LEUENBERGER, D., 2002: The SLEVE Coordinate in LM. *COSMO Newsletter* **2**, 105-110; online unter: <http://cosmo-model.cscs.ch/public/newsLetters.htm>
- LOTT, F., 1995: Comparison between the orographic response of the ECMWF model and the PYREX 1990 data. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **121**, 1323-1348.
- LOTT, F., M. J. MILLER, 1997: A new subgrid-scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **123**, 101-127.
- MAJEWSKI, D., D. LIERMANN, P. PROHL, B. RITTER, M. BUCHHOLD, T. HANISCH, G. PAUL, W. WERGEN, J. BAUMGARDNER, 2002: The operational global icosahedral-hexagonal grid point model GME: Description and high resolution tests. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 319-338.
- PHILLIPS, N., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.* **14**, 184-185.
- SCHÄR, C., D. LEUENBERGER, O. FUHRER, D. LÜTHI, C. GIRARD, 2002: A new terrain-following vertical coordinate formulation for atmospheric prediction models. *Mon. Wea. Rev.* **130**, 2459-2480.
- SMITH, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.* **21**, 87-220.

Blick nach draußen

MeteoSchweiz – mitten in Europa

Wettervorhersage und Klimabeobachtung im alpinen Umfeld

Man schreibt den 28. Januar 2005. Am Alpensüdhang der Schweiz schneit es seit zwei Tagen praktisch ununterbrochen. Der Verkehr ist lahm gelegt, und selbst in tief gelegenen Städten wie Lugano liegt der Schnee bis 90 cm hoch. Derweil herrscht auf der Alpennordseite eine typische Inversionslage. Im dicht bevölkerten Schweizer Mittelland bewegen sich die Menschen unter einer kalten Hochnebeldecke; die kleineren Seen gefrieren. Der Feinstaub erreicht in den Zentren hohe Konzentrationen. Glück haben diejenigen, die über der Nebeldecke den strahlenden Sonnenschein und milde Temperaturen genießen.

Den Prognostikern im täglichen Einsatz stellt sich die Aufgabe, die Wetterentwicklung in einem flächenmäßig kleinen, aber topographisch komplexen Land zu überblicken. Wie ein gewaltiger Riegel schieben sich die Alpen diagonal durch die Schweiz. Der Wettercharakter kann sich von Nord nach Süd, von Ost nach West an ein und demselben Tag vollkommen unterschiedlich präsentieren.

Der nationale Wetterdienst ist international vernetzt

MeteoSchweiz steht heute, wie viele nationale Wetterdienste, im Spannungsfeld zwischen hoheitlichen Aufgaben, Spardruck und Marktöffnung. Die Antwort darauf ist eine hohe Flexibilität, die konsequente Orientierung an den Bedürfnissen der Kunden, die Ausrichtung aller Prozesse auf hohe Qualität und Effizienz. 2004 erhielt MeteoSchweiz als Gesamtunternehmen

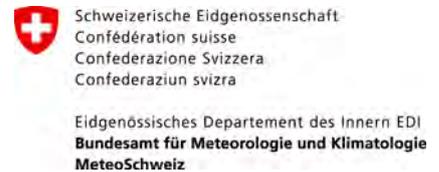
die Zertifizierung ISO 9001:2000. Damit wurde auch eine wesentliche Voraussetzung erfüllt, dass sie im internationalen Wettbewerb (im Rahmen von Single European Sky) um die Vergabe von Flugwetterdiensten mithalten kann.

Wie sieht ihre Zukunftsvision aus? MeteoSchweiz will ihr Engagement für eine sichere, prosperierende Gesellschaft pflegen und ihre hohe Kompetenz in Fragen der alpinen Meteorologie und Klimatologie weiter steigern.



Abb. 1: Prognostiker in der Wetterzentrale Zürich diskutieren die Modellvorhersagen.

Als Vertreterin eines Landes, das außerhalb der Europäischen Union steht, aber doch mitten in Europa liegt, bemüht sich MeteoSchweiz besonders um die internationale Zusammenarbeit der Wetterdienste. Zurzeit präsidiert der Direktor der MeteoSchweiz die Regionalvereinigung Europa der WMO und ist Mitglied im Exekutivrat der WMO. MeteoSchweiz setzt sich in verschiedenen Gremien und Arbeitsgruppen der WMO ein, sie liefert signifikante Beiträge zu den COST- und EUMETNET Programmen, um nur einige zu nennen.



Ein Expertenteam unter der Leitung von Prof. Hartmut Graßl vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg hat den Schweizer Beitrag zum GAW (Global Atmosphere Watch) Programm der WMO 2005 mit Bestnoten bedacht. Die Prüfer erwähnten speziell die weltweit längste Ozonmessreihe in Arosa sowie das Weltstrahlungszentrum in Davos. Ebenfalls 2005 wurde die hochalpine Forschungsstation Jungfraujoch in den Kreis der globalen GAW-Stationen aufgenommen.

125 Jahre MeteoSchweiz

2006 feiert der nationale Wetterdienst MeteoSchweiz sein 125jähriges Bestehen. Was im Mai 1881 in einigen Räumen der Sternwarte in Zürich begann, hatte bereits eine Vorgeschichte. Ein Messnetz von 88 Wetterbeobachtungsstationen existierte seit 1863, regelmäßige Wetterberichte in der Presse seit 1878.



Abb. 2: Die hochalpine Forschungsstation Jungfraujoch ist seit 2005 globale GAW-Station.

Witterungsbeobachtungen.						
St. N.	Barometer.	Thermo-Grad.	Wind.	Witterung.		
1 Juni	7 Uhr	10 Uhr	12 Uhr	15 Uhr	18 Uhr	
9 ^h M.	717.0	758	16.3	68	NE 0	bed. schwacher Regen
7 ^h M.	718.3	759	11.2	96	W 0	bedeckt, Regen.
1 ^h M.	719.2	760	15.0	79	W 0	bedeckt.

Telegraphischer Bericht des Pariser Observatoriums vom 1. Juni. Auf dem Kanal und dem Ozean Barometerstand gegen 761 mm. Schwacher Wind und schönes Meer. In der Gascogne liegen Gewitter zu erwarten.

Barometerstand: 747 in Gernsland; 750 in Christianfund, Deb, Wiesb und Bobb; 755 in Gand, Liebu und Helsingfors; 760 in Scheiland, Hamburg, Breslau, Paris, Bordeaux, Nizza Neapel und Constanine; 764 in Lissabon.

Aussichten für die Witterung des 2. Juni in der Nordost-Schweiz: Fortdauer der unbeständigen zu leichten Regenschauern geneigten Witterung; Aufseiterung steht erst bei weiterem Steigen des Barometers zu erwarten.

Anmerkung. Vielfach gedruckten Wünschen entsprechend, führen wir mit heute in den täglichen Witterungsberichten zwei Neuerungen ein:

- 1) Die Reduktion der auf der Zürcher Sternwarte (470 Meter über Meer) beobachteten Barometerstände auf das Meeressniveau, wobei wir jedoch die reduzierten Stände aus verschiedenen Gründen nur in ganzen Millimetern geben.
- 2) Die Prognose für die Witterung des folgenden Tages auf Grundlage der hierseitigen Beobachtungen und des Berichtes des Pariser Observatoriums.

Erstere soll zur Vergleichung des jeweiligen hier beobachteten Barometerstandes mit den Daten der Pariser Beobachtungen, die für 7 Uhr Vormittags gelten, dienen und ist namentlich für diejenigen Leser von Werth, welche jene Daten mittelst der Isobaren kartographisch aufzeichnen.

In Betreff der Prognose halten wir eine nähere Erklärung, die in der Montagsnummer folgen soll, nicht für ganz überflüssig.

R. B.

Abb. 3: Erster Wetterbericht in der Neuen Zürcher Zeitung, 1. Juni 1878.

Mit der Gründung der damaligen „Meteorologischen Centralanstalt“ schuf die Landesregierung eine tragfähige Struktur, um den wachsenden Anforderungen der Industriegesellschaft genügen zu können. Eine der ersten Einrichtungen, welche der junge Wetterdienst schuf, war das Berg-Observatorium auf dem Säntis. Dieses liefert ununterbrochen seit 1887 Beobachtungsdaten.

Ein weiterer Meilenstein war die Gründung eines Flugwetterdienstes in den 20er Jahren – für unsere deutschen Leser vielleicht interessant zu wissen, dass dort 1935 die Nachtarbeit eingeführt wurde, da die Luft hansa begonnen hatte, die Schweiz auf ihrer Strecke nach Rio de Janeiro zu überfliegen. Ende der 1960er Jahre wurde der erste Rechner für Forschungszwecke angeschafft. Das Informationszeitalter war angebrochen.

Arbeiten mit Leistungsauftrag

Seit ihrer Gründung im Jahr 1881 ist MeteoSchweiz organisatorisch dem Eidgenössischen Departement des Innern zugeteilt, einem Ministerium, das so unterschiedliche Gebiete wie Gesundheit, Sozialversicherung, Kultur, Bildung und For-

schung und eben auch die Meteorologie und Klimatologie unter seinem Dach vereint. MeteoSchweiz zählt heute rund 290 Mitarbeitende. Sie schließt mit der Landesregierung alle vier Jahre einen Leistungsauftrag ab, der Art und Umfang der hoheitlichen Leistungen umschreibt, die MeteoSchweiz in diesem Zeitraum erbringen muss. Innerhalb dieses Rahmens hat sie unternehmerische Freiheiten, da sie mit einem Globalbudget operieren kann. Rund 55 % des Budgets von rund 70 Mio. CHF (entspricht ungefähr 46 Mio. €) werden durch die öffentliche Hand gedeckt, 45 % durch Einnahmen aus Gebühren und durch die Vermarktung kommerzieller Produkte.

Kundenbedürfnisse und Partnerschaften

Laut Rangliste gehört die Webpage von MeteoSchweiz zu den zehn meistbesuchten im Land. Mit der Erneuerung ihrer Website Ende 2005 wurde das Internet nicht nur als Haupt-Informationskanal für das ganze Spektrum der Aktivitäten aufbereitet, sondern auch mit einem elektronischen Shop versehen, mit dem die verschiedensten Kundengruppen die von ihnen benötigten Dienstleistungen einfach und schnell beziehen können. MeteoSchweiz hat auch eine ganze Palette von Produkten geschaffen, welche über die Mobiltelefonie abrufbar sind. Dazu gehören 5-Tages-Wetterprognosen für die ganze Schweiz oder bestimmte Regionen, Radar- und Satellitenanimationen.

Die zentrale Marketingabteilung der MeteoSchweiz kümmert sich zusammen mit den zuständigen Produktionseinheiten um große Kunden, für die maßgeschneiderte Produkte geschaffen werden: zu nennen sind hier etwa verschiedene Medien, die Telekommunikation, die Bahn, der Flugverkehr, Straßenwetterdienste, Tourismus, der Agrarsektor, die Energiewirtschaft, das Militär. Innovation ist der Schlüssel zu einer erfolgreichen Marktbearbeitung – damit können

Kunden gehalten und neue Märkte erschlossen werden.

Die Kooperation mit Hochschulen ist eng. Durch die Nähe zur Universität und zur ETH Zürich ergeben sich manche Berührungspunkte fachlicher und personeller Art: so wirken Mitarbeitende der MeteoSchweiz als Dozenten am Lehrbetrieb mit, und Absolventen der Hochschulen schreiben bei uns ihre Doktorarbeit oder belegen eine PostDoc-Stelle.

Verschiedene Standorte und ihre „Spezialitäten“

Die Schweiz ist bekannt für ihre ausgeprägten föderalistischen Strukturen. Dies spiegelt sich auch in der relativ großen Autonomie der verschiedenen Regionalzentren von MeteoSchweiz wider. An drei Standorten werden die Wettervorhersagen für den jeweiligen Landesteil erstellt: In Zürich für die Deutschschweiz, in Genf für die französischsprachige Westschweiz und in Locarno für die italienischsprachige Südschweiz sowie für die Südtäler Graubündens. In Payerne befindet sich die einzige aerologische Station der Schweiz.

Auf den Flughäfen Zürich-Kloten und Genf-Cointrin ist MeteoSchweiz mit Beobachtungsposten und Beratungsdienst anwesend. Neben ihren operativen Tätigkeiten haben alle Standorte auch spezifisches Know-how entwickelt. So ist in Locarno seit 40 Jahren ein hoch qualifiziertes Radar-Team am Werk, während in Payerne Spezia-



Abb. 4: Tag der offenen Tür an der aerologischen Station in Payerne, September 2002.

listen für Messtechnik arbeiten. Ebenfalls in Payerne, wie auch in Zürich, wirken Bio- und Umweltmeteorologen, welche sich mit den Themenkreisen Phänologie, Pollenerfassung, UV- und Ozonmessungen befassen. In Zürich konzentriert sind die klimatologischen Dienstleistungen, das Aufbereiten und Publizieren von Klimadaten, das Erstellen von Expertisen und vielem mehr.

Alpen(rand)gebiete: anfällig für extreme Wetterereignisse

Die stark besiedelten Gebiete am Alpenrand bieten viele Angriffsflächen für wetterbedingte Schadenereignisse wie Überschwemmungen, Erdbeben und Schlammlawinen. Eine kritische Zeit ist der Winter, der in hohen Lagen lange dauert; auch kann es auf der Höhe der Passübergänge das ganze Jahr zu „Wintereinbrüchen“ kommen. Die Situation in den Alpentälern mit sehr unterschiedlichen Schneefällen und Schneehöhen, Schneeverfrachtungen durch Wind oder Tauwetter muss aufmerksam beobachtet werden. Auch Föhnwinde mit Sturmstärke können sehr plötzlich einsetzen; sie sind eine Gefahr für den sicheren Betrieb von Seilbahnen oder für die Schiffe und Wassersportler auf den Alpenrandseen. Umso wichtiger ist der wachsame Umgang mit kritischen Wetterentwicklungen. MeteoSchweiz arbeitet im 24-Stunden-Betrieb, im engen Kontakt mit den Behörden, welche entsprechende Maßnahmen ergreifen, so etwa mit der Landeshydrologie, dem Amt für Umwelt und dem Institut für Schnee- und Lawinenforschung.

Nach dem Wintersturm „Lothar“, der Ende 1999 großflächige Verwüstungen anrichtete, wurde das Konzept für die Alarmierung der zuständigen Stellen grundsätzlich überarbeitet und optimiert. Heute verbreitet MeteoSchweiz Wetterwarnungen flächendeckend und rund um die Uhr über geschützte elektronische Kanäle an die Einsatzbehörden.

Natürlich will auch die breite Öffentlichkeit informiert sein. Das geschieht über die Medien; zudem ist auf unserer Website jederzeit eine aktuelle Landkarte aufgeschaltet, die mögliche Wettergefahren mit einem Farbcode detailliert aufzeigt und Verhaltensempfehlungen abgibt.

Dank neusten Entwicklungen in der Radartechnologie hat das Nowcasting in den letzten Jahren große Fortschritte erzielt. So kann das System TRT (Thunderstorm Radar Tracking) aufgrund von Radardaten konvektive Zellen automatisch aufspüren und ihre Zugbahn extrapolieren. Auf dieser Basis beruht das Produkt für Gewitterwarnungen, Gewitterflash genannt, der seit dem Sommer 2005 in der ganzen Schweiz operationell verwendet wird.

Radar im schwierigen Gelände

MeteoSchweiz betreibt drei Doppellradargeräte, welche zuverlässige Aussagen über das Niederschlagsgeschehen erlauben. Das gebirgige Gelände verlangt nach besonderen Strategien, um nicht-meteorologische Echos wie zum Beispiel Reflexionen von Bergen zu vermeiden. Schon 1993 wurde ein Algorithmus implementiert, der 93 % der Störsignale eliminierte, ein Prozentsatz, der mit weiteren Verbesserungen und Filtern heute annähernd 100 % beträgt. Die schweizerischen Radargeräte wenden ein Verfahren mit 20 Elevationen in fünf Minuten an: Durch diese Abtaststrategie kommen trotz der räumlichen Hindernisse aussagekräftigen Informationen zustande. Zurzeit arbeiten die Entwickler an einer Methode, welche die Erzeugung eines Ensembles (Schwarm) von Radarbildern ermöglicht. Das Ensemble ist eine elegante Lösung, um die komplexe Fehlerstruktur in der Messung einfach verständlich zu kommunizieren. Es soll beim Risk-Management, insbesondere bei hydrologischen Fragen, zur Anwendung kommen. Weitere Entwicklungen haben die Kurzfristvorhersagen



Abb. 5: Das Radargerät auf dem Monte Lema erfasst die Alpensüdseite bis weit nach Norditalien.

von Starkniederschlägen und Gewitterzellen im Blick. Unter anderem werden diese im Programm MAP D-PHASE (siehe weiter unten) getestet.

Modellvorhersage für das Alpengebiet

Das Prognostikerteam der MeteoSchweiz verwendet für die mittelfristige Vorhersage die Produkte des EZMW in Reading, das GFS (USA) und das GME (DWD).

Die Kurzfristwetterprognosen (1–3 Tage) basieren hauptsächlich auf dem Modell aLMo (Alpine Model) sowie auf den Ensemble-Vorhersagen LEPS und PEPS. aLMo ist die schweizerische Variante des Lokal-Modells, das unter Führung des DWD und im Rahmen der internationalen Zusammenarbeit COSMO (Consortium for Small-Scale Modelling) entwickelt wurde. COSMO ist eine Partnerschaft der Wetterdienste von Deutschland, Griechenland, Italien, Polen und der Schweiz.

Das Modellgebiet von aLMo umfasst ganz West- und Mitteleuropa mit einer horizontalen Maschenweite von 7 km und 45 Höhenschichten. Es wird zweimal täglich auf einem Hochleistungscomputer des Schweizer Zentrums für wissenschaftliches Rechnen (CSCS) der ETH Zürich gerechnet und assimiliert Daten kontinuierlich mit einem Nudging-Relaxationsverfahren. Zahlreiche Produkte werden auch von Kunden der MeteoSchweiz genutzt, so etwa von der

Landeshydrologie und -geologie, dem Institut für Schnee- und Lawinenforschung, der Schweizerischen Flugsicherung (skyguide) und verschiedenen Unternehmen im Energiesektor. Zusammen mit der Forschergruppe von COSMO wird das Modell ständig weiter entwickelt. Die nächste Modell-Generation mit einer noch höheren Auflösung (ungefähr 2,2 km, 60 Höhengschichten) ist in Vorbereitung und wird 2008 operationell. Es wird mehr Daten assimilieren und detaillierte Wetterprognosen im Kurzzeitbereich (bis 18 h) im komplexen alpinen Terrain ermöglichen.

Auf einer engen Zusammenarbeit mit dem DWD beruht die Entwicklung eines leistungsfähigen Visualisierungstools für Prognostiker: NinJo. Diese in Java geschriebene Software erlaubt den gleichzeitigen Einsatz und die Überlagerung von mehreren Darstellungsebenen, auch von Animationen. Die Darstellungsform ist nahezu völlig frei konfigurierbar.

Erneuerung der Infrastruktur

Die Datenbanksysteme erfuhren in den letzten Jahren eine grundlegende Modernisierung: Ein meteorologisches Echtzeit-Data Warehouse löste Mitte 2004 das 30jährige Computer-System METEOR ab. Etwa sechs Milliarden digitale Daten bis zurück ins Jahr 1864 sind gespeichert. Das System unterstützt – basierend auf einem unternehmensweiten Bauplan – sämtliche Aufgaben vom Empfang über die Aufbereitung bis zur Abfrage der Daten und ist offen für den laufenden weiteren Ausbau.



Abb. 6: SwissMetNet-Station in Glarus.

Das umfangreichste Projekt, das MeteoSchweiz zurzeit vorantreibt, ist eine vollständige Erneuerung der Messstationen. Aus dem ANETZ und dem ENET wird das SwissMetNet. Die historisch gewachsene Infrastruktur der Messnetze ist sehr unterschiedlich aufgebaut und daher zeit- und kostenintensiv im Unterhalt. Bis im Jahr 2010 wird ein modernes, standardisiertes meteorologisches Bodenmessnetz mit 130 Stationen fertig gestellt sein. Es umfasst drei Stationstypen: klimatologisches Basisnetz, Ergänzungsnetz und kostengünstige Stationen mit einer kleinen Anzahl Sensoren für die Prognose. Ein Augenbeobachtungsnetz mit 60 Standorten sowie ein automatisches Kameranetz mit 25 Stationen liefern zusätzlich wertvolle Informationen.

Ein Beispiel für die Kooperation mit Partnern im Bereich der meteorologischen Messungen ist die Installation eines neuen Messnetzes für Kernkraftwerke. Zusammen mit den Behörden, die für die Sicherheit der Bevölkerung bei radioaktiven Zwischenfällen zuständig sind, entwickelt MeteoSchweiz ein Verfahren zur Wind- und Temperaturerhebung mittels Profilern. Die so gewonnenen Daten werden direkt in das Prognosemodell aLMo eingespeist.

Forschungstätigkeit rund um alpine Wetter und Klima

Das alpine Klima mit seinen Besonderheiten ist der Ausgangspunkt für mehrere Forschungsprojekte bei MeteoSchweiz. Ziel ist es, die meteorologischen Bedingungen im Alpenraum noch besser zu verstehen und für die Wetterprognose sowie für die Klimaanalyse nutzbar zu machen (vgl. Kapitel 9).

Stellvertretend für die verschiedenen Vorhaben sei hier die führende Rolle im internationalen Mesoscale Alpine Programme (MAP) erwähnt. Dieses nahm vor rund zehn Jahren als erstes Projekt des Weltwetterforschungsprogramms der WMO seinen Anfang. Höhepunkt war ein großes Feldexperiment im

Jahr 1999. Während 10 Wochen, vom 7. September bis zum 15. November, setzte das Programmteam zusätzliche Beobachtungsgeräte (Radiosonden, Lidar, Windprofiler, Forschungsflugzeuge) ein. Auf diese Weise gelangte es zu umfangreichen Datensätzen über die Verteilung von Niederschlägen, über die räumliche Struktur des Föhns, über das Verhalten der bodennahen Grenzschicht im komplexen Gelände und über das Brechen der durch das Gebirge verursachten Schwerewellen (vgl. Kapitel 8, S. 55-59). Seit 2005 beherbergt MeteoSchweiz die MAP-Datenbank. Mittlerweile befindet sich das MAP-Programm in seiner vierten Phase, der MAP D-PHASE (Demonstration of Probabilistic Hydrological and Atmospheric Simulations of flood Events in the Alps). Dabei handelt es sich um ein so genanntes Forecast Demonstration Project der WMO, das den Nutzen von MAP für die Vorhersage von intensiven Niederschlägen und den damit verbundenen Gefahren wie Erdbeben und Überschwemmungen aufzeigen soll. Die Federführung in diesem Projekt liegt bei MeteoSchweiz.

Eine Verpflichtung

Die WMO hat ihren Sitz in Genf. Die Schweiz beherbergt somit die weltweit höchste Instanz für Wetter und Klima auf ihrem Boden. Das ist für MeteoSchweiz Verpflichtung. Sie sieht die Zusammenarbeit auf allen Ebenen als eine Investition in die Zukunft, bei der alle Beteiligten nur gewinnen können. Dem Austausch mit den benachbarten Alpenländern kommt dabei eine zentrale Bedeutung zu.

Anschrift der Autorin:

Brigitta Klingler
MeteoS Schweiz
Information und Kommunikation
Stab U
Krähbühlstraße 58
CH - 8044 Zürich
Tel. +41 44 256 91 11
<http://www.meteoschweiz.ch>

Institute stellen sich vor

Die Forschungseinheit Maritime Meteorologie des Leibniz-Instituts für Meereswissenschaften IFM-GEOMAR an der Universität Kiel

The Research Unit Marine Meteorology at the Leibniz Institute of Marine Sciences at the University of Kiel (IFM-GEOMAR)

Zusammenfassung

Die aktuelle thematische Ausrichtung der Maritimen Meteorologie trägt dem Sachverhalt Rechnung, dass der Zustand der Atmosphäre durch komplexe Wechselwirkungen mit dem Ozean, Land, Meereis und der Vegetation sowie durch den Einfluss äußerer Faktoren bestimmt wird. Zu letzteren gehören u.a. die Vulkane, die Sonne, aber auch anthropogene Faktoren wie etwa der Ausstoß von Treibhausgasen in die Atmosphäre. Die Intensität der Wechselwirkungen hängt stark von den betrachteten zeitlichen und räumlichen Skalen ab. Die Klimamodellierung unter Leitung von Mojib Latif bildet den Rahmen für die weiteren interagierenden Themenbereiche, die in der Maritimen Meteorologie bearbeitet werden. Hierzu gehören der globale und regionale Energie- und Wasserkreislauf (Andreas Macke), die Analyse der Klimavariabilität aus Modell und Beobachtung (Eberhard Ruprecht, Dietmar Dommenges) sowie die Rolle der ozeanischen Deckschicht (Dietmar Dommenges) und der mittleren Atmosphäre (Kirstin Krüger) im Wechselspiel mit Ozean und Atmosphäre.

Abstract

Present fields of research are based on the recognition that the current state of the atmosphere is a result of complex interactions with ocean, land surface, vegetation, and external influences such as volcanoes, the sun or anthropogenic factors, like the increasing atmospheric content of CO₂, on all temporal and spatial scales. Climate modelling, headed by Mojib Latif, links all the Marine Meteorology research areas together. Andreas Macke is leading the working group of energy and water cycle, which comprises both, global and regional aspects. Climate variability is investigated on the basis of analyses and observations (Eberhard Ruprecht and Dietmar Dommenges). The role of the ocean's mixed layer (Dietmar Dommenges) and of the middle atmosphere (Kirstin Krüger) on air-sea interaction are also subjects of research.

1 Geschichte der Maritimen Meteorologie in Kiel

Die „Maritime Meteorologie“ ist eine Forschungseinheit im Forschungsbereich „Ozeanzirkulation und Klimadynamik“ des Leibniz-Instituts für Meereswissenschaften (IFM-GEOMAR). Traditionell beschäftigt sich die Maritime Meteorologie in Kiel mit den Austauschprozessen zwischen Ozean und Atmosphäre. Während früher die Zusammenarbeit mit den ozeanographischen Abteilungen im Vordergrund stand, werden heute vermehrt meereschemische, meeresbiologische und paläoozeanographische Aspekte mit eingebunden. Das Institut für Meereskunde (heute IFM-GEOMAR) wurde 1937 ge-

gründet. Die Abteilung „Maritime Meteorologie“ wurde 1961 unter Leitung von Friedrich Defant (siehe Abb. 1), Sohn des bekannten Ozeanographen und Meteorologen Albert Defant, eingerichtet und beschäftigte sich hauptsächlich mit Fragen der Energetik der großräumigen Zirkulation. 1980 übernahm Lutz Hasse die Abteilung und richtete die wissenschaftlichen Arbeiten auf die Wechselwirkungsprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre aus. Später kam als weiterer Schwerpunkt die Erfassung des Niederschlags hinzu. Hartmut Graßl konnte 1981 für die neu ein-

gerichtete zweite Professur der Abteilung gewonnen werden und erschloss das Gebiet der Fernerkundung. Eberhard Ruprecht erweiterte seit 1985 diese Thematik in Richtung Mikrowellenfernerkundung und widmete sich später der statis-



Abb. 1: Friedrich Defant übernahm die erste Meteorologie-Professur am damaligen Institut für Meereskunde.

tischen Analyse des Klimasystems. Dessen Nachfolge trat 2004 Andreas Macke an, der die Rolle der Bewölkung im gekoppelten System Ozean/Atmosphäre untersucht. 1995 übernahm Peter Lemke die Leitung der Abteilung von Lutz Hasse und brachte die Modellierung und Beobachtung des Meereises ein. Seit 2003 leitet dessen Nachfolger Mojib Latif das Arbeitsgebiet Klimamodellierung. Die zwei früheren Assistenturen konnten in Juniorprofessuren umgewidmet werden und sind seit 2003 von Dietmar Dommenget (Klimadynamik) und seit 2005 von Kirstin Krüger (Mittlere Atmosphäre) besetzt.

2 Klimamodellierung

Die Rückkopplungen zwischen den verschiedenen Klimasubsystemen und die Variabilität des Klimas auf verschiedenen Zeitskalen sind immer noch nicht hinreichend gut verstanden. Hier stellen Klimamodelle

geeignete Werkzeuge dar, die noch offenen Fragen in einer systematischen Art und Weise zu untersuchen. Die Modellgüte bzw. ihre Sensitivität kann an Hand von Beobachtungen überprüft werden. In der Arbeitsgruppe Klimamodellierung wird ein großes Spektrum von Klimaschwankungen untersucht, das von interannualen bis zu paläoklimatologischen Zeitskalen von Jahrtausenden reicht.

Das Hauptaugenmerk liegt auf der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre. Als Beispiel ist in Abb. 2 die Simulation der Anomalien des Jahresganges der Meeresoberflächentemperatur (engl.: sea surface temperature, SST) längs des Äquators im Pazifik mit dem Kieler Klimamodell (KCM, Kiel Climate Model) gezeigt. Längs des Äquators erwartet man eigentlich keinen Jahresgang, da die Sonne den Äquator zweimal im Jahr überstreicht. Die Beobachtungen zeigen aber die Existenz eines ausgeprägten Jahresganges, der auf komplexe Wech-

selwirkungen von Ozean und Atmosphäre zurückzuführen ist. Die meisten Modelle haben Schwierigkeiten diesen Jahresgang zu simulieren. Das KCM aber bildet den Jahresgang gut ab, da hier Wechselwirkungsprozesse realistischer dargestellt sind.

3 Energie- und Wasserkreislauf

Die bewölkte Atmosphäre beeinflusst über Strahlungsflüsse, Flüsse latenter und fühlbarer Wärme sowie Frischwassertransporte maßgeblich den Energie- und Wasserhaushalt unseres Planeten. Zentrale Arbeitsgebiete sind die Simulation des Strahlungstransports, die Wolkenfernerkundung, die Erfassung der Energie- und Massenflüsse an der Grenzfläche Ozean/Atmosphäre sowie die Analyse von Wolkenprozessen im gekoppelten Klimasystem Ozean/Atmosphäre.

Monte-Carlo Strahlungstransportmodelle dienen der Berücksichtigung möglichst realistischer Wolkenstrukturen in der Berechnung des Strahlungshaushaltes am Boden und am Oberrand der Atmosphäre sowie der Entwicklung von Algorithmen zur satellitengetragenen Fernerkundung von Wolkenparametern. Boden- bzw. schiffsgebundene Langzeitmessungen der abwärts gerichteten solaren und thermischen Strahlung sowie des Bewölkungszustandes (s. Abb. 3) werden gemeinsam mit satellitengestützten Messungen der Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre zur Entwicklung moderner Strahlungstransport-Parametrisierungen für den Einsatz in Klimamodellen genutzt.

Die Messung der Niederschläge erfolgt mit Schiffsregenschirmern und optischen Disdrometern, die eigens für den Einsatz auf fahrenden Schiffen entwickelt wurden. Diese haben im Rahmen verschiedener Projekte einzigartige Messreihen des Niederschlags über der Ostsee geliefert und werden unter anderem zur Validierung von numerischen Modellen genutzt.

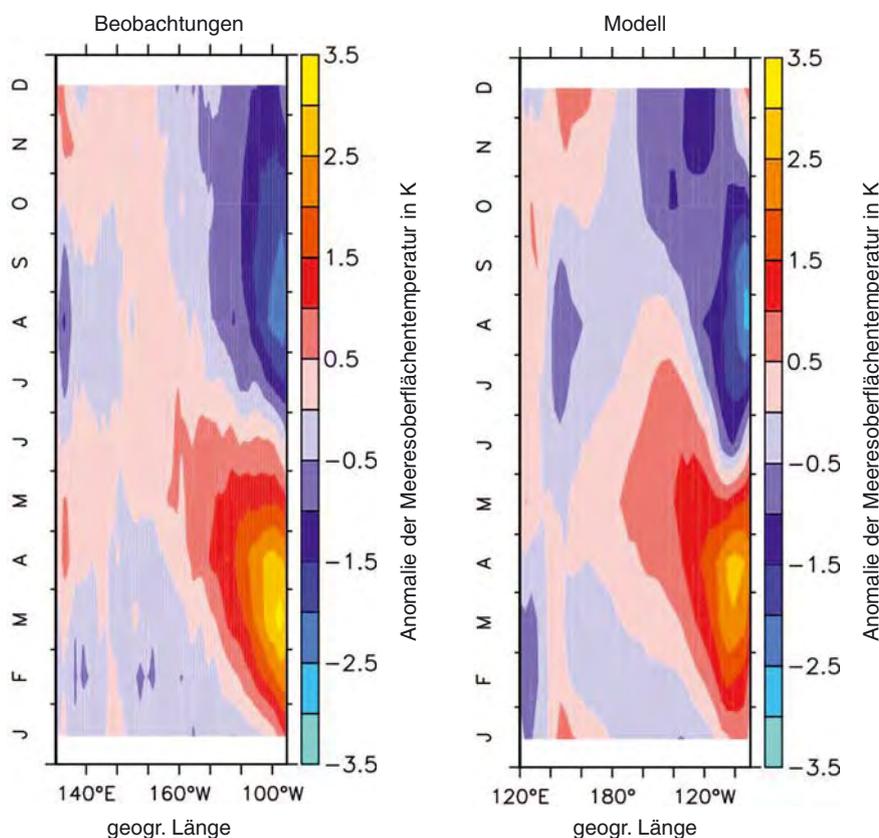


Abb. 2: Ausbreitung hoher Temperaturanomalien (in K), nach Westen. Beobachtungszeitraum ist 1975–2000 (links). Im Modell (rechts) wurde über 70 Jahre gemittelt.



Abb. 3: Kameras erfassen den Zustand des bewölkten Himmels zur Interpretation der Strahlungsmessungen.

Ergänzt werden die Arbeiten zum Energie- und Wasserkreislauf durch Messungen der Flüsse fühlbarer und latenter Wärme auf See. Diese Arbeiten liefern einen wichtigen Beitrag zur Bestimmung der Energie- und Wasserbilanz der Ostsee.

4 Dynamik des Klimasystems

Klimaschwankungen auf Zeitskalen von Monaten bis Jahrhunderten entstehen aus der Wechselwirkung zwischen unterschiedlichen Klimasubsystemen und organisieren sich oftmals in bestimmten räumlichen oder zeitlichen Mustern, wie etwa im Falle der Nordatlantischen Oszillation (NAO), der El Niño-Southern Oscillation (ENSO) im tropischen Pazifik (siehe Abb. 4), oder der Quasi Biennial Oscillation (QBO) der tropischen Stratosphäre.

Interessanterweise sind alle diese Muster zuerst aus statistischen Analysen von Beobachtungsdaten entdeckt und nicht aus Analysen von dynamischen Modellen vorhergesagt worden. Des Weiteren gibt es für die meisten Klimamoden oft nur eine unzureichende dynamische Beschreibung, die man direkt auf den elementaren Grundgleichungen der Systeme zurück-

führen könnte. Die Auswirkung dieser Muster auf die Atmosphäre ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen innerhalb der Kieler Meteorologie.

Das Verhalten des Klimasystems steht im engen Zusammenhang mit den meridionalen Energietransporten in der Atmosphäre und dem Ozean. Für Änderungen auf der interdekadischen Skala zeichnen vor allem der Ozean und speziell

für die letzten 100 Jahre die Industrialisierung verantwortlich. Mit der Analyse dieser Schwankungen wurden Einflüsse auf den europäischen-asiatischen Kontinent und auf die Bahnen der Tiefdruckgebiete nachgewiesen.

5 Die mittlere Atmosphäre

Änderungen des troposphärischen Klimas und der chemischen Zusammensetzung der Erdatmosphäre beeinflussen auch das Klima der

mittleren Atmosphäre, wie regelmäßige Beobachtungen seit den späten 1950er Jahren zeigen. Deutlich wird dies am Beispiel des stratosphärischen Ozons. Neben dem antarktischen Ozonloch, das seit Mitte der 1980er Jahre regelmäßig auftritt, und dem winterlichen chemischen Ozonverlust über der Arktis ist seitdem auch ein globaler Rückgang zu verzeichnen.

Die zukünftige Entwicklung der stratosphärischen Ozonschicht ist weltweit ein aktueller Forschungsschwerpunkt. Durch die Temperaturabhängigkeit des chemischen Ozonabbaus ist das Verständnis der Variabilität der Temperatur in der Stratosphäre eine wichtige Voraussetzung für die Zuverlässigkeit der Ozonprognose. So genannte gekoppelte Klima-Chemie-Modelle untersuchen diese komplexen Vorgänge. Am unteren Rand dieser Modelle werden bisher jedoch die Meeresoberflächentemperaturen, die für die Variabilität in der Winterstratosphäre eine entscheidende Rolle spielen, vorgeschrieben. Ziel dieser neu gegründeten Arbeitsgruppe am IFM-GEOMAR soll sein, die komplexen Wechselwirkungen des Ozeans mit der Mittleren Atmosphäre zu untersuchen um Unsicherheiten in der Stratosphären-Variabilität besser eingrenzen zu können.

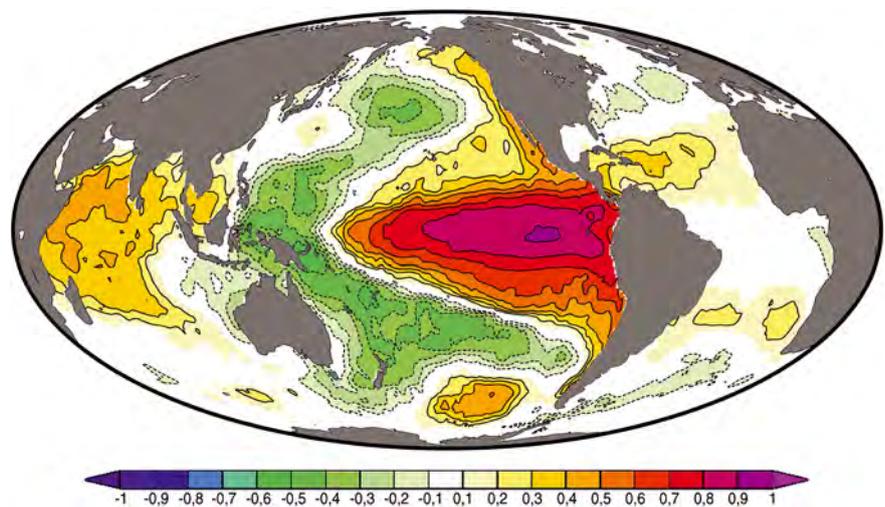


Abb. 4: Muster des El Niño Klimamodes in der Meeresoberflächentemperatur. Dargestellt ist die Korrelation der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Ostpazifik mit der in allen anderen Meeresregionen.

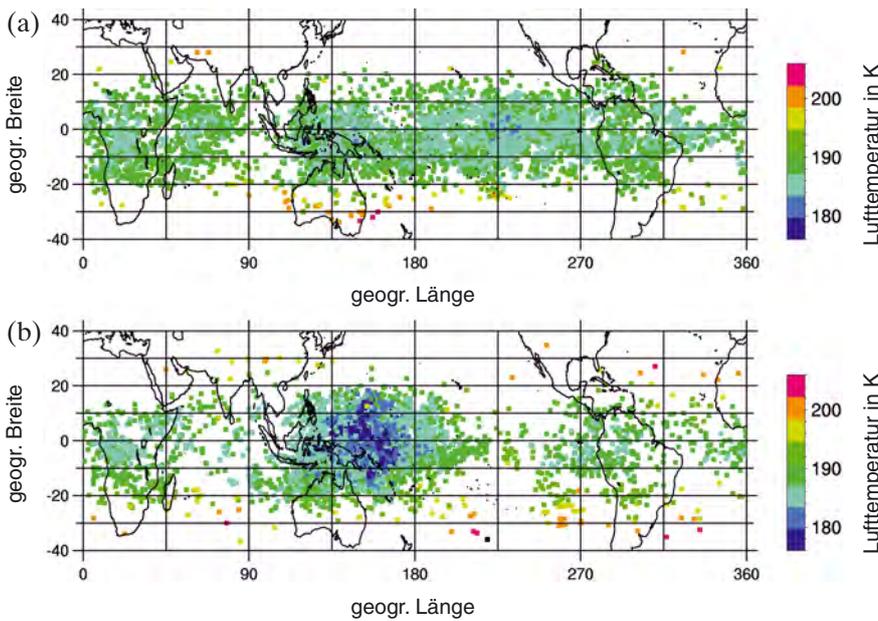


Abb. 5: Eintragungsort und Auftreten von Minimumtemperaturen (K) in der TTL, die die Luftpartikel während ihrer 3-monatigen Rückwärtsreise vom 1. März bis zum 1. Dezember für die Winter (a) 1997/98: El Niño und (b) 1998/99: La Niña durchlaufen haben. Die Trajektorienberechnungen basieren auf ERA40 Daten und wurden am AWI Potsdam durchgeführt.

Als ein Beispiel für Kopplungen zwischen Ozean und mittlerer Atmosphäre zeigt Abb. 5 die Minimumtemperatur (als Maß für den stratosphärischen Wasserdampfgehalt) in der tropischen Tropopause (engl.: tropical tropopause layer, TTL). Zum Vergleich ist hier der Einfluss von ENSO auf das Transportverhalten in der TTL dargestellt.

6 Lehre

Die Forschungseinheit Maritime Meteorologie bietet in Kiel den Diplom-Studiengang Meteorologie an. Dieser wird zur Zeit von zwei

Professuren, zwei Juniorprofessuren und mit Beteiligung festangestellter Wissenschaftler getragen. Zusätzlich gibt es gemeinsame Veranstaltungen mit dem Diplomstudiengang Ozeanographie. Bis zum Vordiplom werden in Kiel die Studiengänge Meteorologie, Physik, Geophysik und Ozeanographie als gleichwertig anerkannt. Im Hauptstudium bietet Kiel die Besonderheit, dass als 1. Nebenfach an Stelle der Physik auch die Ozeanographie belegt werden kann, was die Ausrichtung des Institutes auf die Meereswissenschaften unterstreicht. Zum Studium gehört auch das Meteorologische Fortgeschrittenenpraktikum, eine 5-tägige Ausfahrt

mit dem Forschungsschiff ALKOR zur Messung und Beobachtung der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre. In der Regel beginnen in Kiel jedes Jahr zwischen 10 und 20 Erstsemester das Studium der Meteorologie. Hinzu kommen noch Studenten der Geographie, Physik und weiterer Fachrichtungen, die Meteorologie als Nebenfach belegen.

Im Rahmen der Umwandlung von Diplom- in Bachelor/Masterstudiengänge ist für die Universität Kiel ein gemeinsamer Bachelor in Meteorologie, Ozeanographie und Geophysik (voraussichtlicher Name: Physik des Erdsystems) geplant. Hieran werden sich Master- bzw. Promotions-Studiengänge der einzelnen Disziplinen anschließen.

Anschrift der Autoren:

Dr. Karl Bumke,
 Prof. Dr. Dietmar Dommenget,
 Dr. Noel Keenlyside,
 Prof. Dr. Kirstin Krüger,
 Prof. Dr. Mojib Latif,
 Prof. Dr. Andreas Macke,
 Dr. Thomas Martin,
 Prof. Dr. Eberhard Ruprecht
 Leibniz-Institut für Meereswissenschaften (IFM-GEOMAR)
 FB1 - Maritime Meteorologie
 Düsternbrooker Weg 20 / Dienstgebäude Westufer
 24105 Kiel
 Tel. (0431) 600-4051
 Fax (0431) 600-4052
 E-Mail (Sekretariat):
 cschuster@ifm-geomar.de
 www.ifm-geomar.de

L. BRIESE

EUMETSAT: Erdbeobachtungen für Wetter, Klima und Umweltschutz

EUMETSAT: Monitoring Weather, Climate and the Environment

Zusammenfassung

EUMETSATs zuverlässiger meteorologischer Satellitenservice liefert eine der Grundvoraussetzungen für unser Leben heute in Europa. Besonders im Kontext von extremen Wettersituationen oder wetterbedingten Naturkatastrophen sind die von EUMETSAT gelieferten Bilder und Daten unentbehrlich. Das EUMETSAT Datenmaterial ermöglicht es Meteorologen, extreme Wettersituationen zeitgenau zu überwachen und gegebenenfalls Warnungen herauszugeben. Diese Warnungen sind wiederum wichtig, um Menschenleben wie auch Besitz im Kontext solcher Ereignisse schützen zu können. Aber selbst unter ‚normalen‘ Wetterbedingungen sind die von den europäischen Wettersatelliten gelieferten Informationen unerlässlich für den modernen Flug-, Schiffs- und Straßenverkehr, und auch die Land- und Bauwirtschaft sowie zahlreiche andere Industriezweige stützen sich in ihrem Tagesgeschäft auf die von EUMETSAT gelieferten Satellitendaten.

Abstract

Modern life as we know it would be almost unthinkable without the reliable operational service delivered by the EUMETSAT system of satellites. The high-quality data and images are especially relevant in the context of severe weather situations and weather related natural disasters. Based on the input that EUMETSAT satellites provide, forecasters have the capability to monitor situations of severe weather and can subsequently issue warnings, which in turn can help to save lives and property. But even in more ‚normal‘ conditions the information gathered by EUMETSAT satellites is critical for the safety of air, shipping and road traffic – also farming, construction and many other industries heavily rely on them as they go about their daily business.

Einleitung

EUMETSAT (**E**uropean Organisation for the Exploitation of **M**eteorological **S**atellites), eine 1986 gegründete internationale Organisation mit Sitz in Darmstadt (Abb. 1), hat den Auftrag, europäische operationelle meteorologische Satellitensysteme zu entwickeln, zu unterhalten und zu nutzen. Sie liefert den europäischen Beitrag zum globalen System meteorologischer Satelliten und hat europäischen Wetterdiensten seit ihrer Gründung eine Fülle zuverlässiger Daten hoher Qualität für Wetterbeobachtungen aus dem All zur Verfügung gestellt. EUMETSATs zweiter Auftrag beinhaltet die Unterstützung von Anwendungen in der Klimabeobachtung mit dem Ziel der globalen Klimaüberwa-

chung, beziehungsweise der Entdeckung von globalen Klimaänderungen. Da die Bedeutung von und der Bedarf an Daten zur Unterstützung von sowohl Wetter als auch Klimabeobachtung ständig zunimmt, arbeitet EUMETSAT fortlaufend an der Verbesserung ihrer Satellitensysteme und deren Anwendungen.

In der Darmstädter Zentrale sind außer dem Satellitenbetriebszentrum, auch Kontrollzentrum genannt, die Bereiche Projektmanagement und Entwicklung neuer Satellitenprogramme (Programme Development) sowie die Erstellung neuer meteorologischer Dienste und Produkte (Operations) untergebracht. Hinzu kommen die Service- und Verwaltungsabteilungen der Organisation (Administration). Derzeit sind rund 219 (Jan. 06) feste Mitarbeiter und etwa gleichviele *Consultants* aus verschiedenen europäischen Ländern tätig, dabei stellt Deutschland mit 28 % den größten Anteil. Derzeitiger Direktor ist Dr. Lars Prahm, ehemaliger Präsident des Dänischen Meteorologischen Instituts.

An der Gründung von EUMETSAT waren 16 Mitgliedsstaaten beteiligt: Belgien, Dänemark, Deutschland, Finnland, Frankreich, Griechenland, Großbritannien, Irland, Italien, die Niederlande, Norwegen, Portugal, die Schweiz, Spanien, Schweden und die Türkei. Heute sind es 19 Mitgliedsstaaten und 11 Kooperationsstaaten. Die aktuelle Liste der Mitgliedsstaaten kann dem Punkt „Member States“ auf der Homepage



Abb. 1: Hauptquartier von EUMETSAT in Darmstadt.

von EUMETSAT entnommen werden. Das heutige Management Board setzt sich zusammen aus: Dr. Lars Prahm (Generaldirektor, Dänemark), Ernst Koemann (Director of Programme Development, Deutschland), Mikael Rattenborg (Director Operations, Dänemark) und Angiolo Rolli (Director Administration, Italien).

Die Aufgabe von EUMETSAT hat sich von der reinen Unterstützung der operationellen Wettervorhersage entsprechend den politischen Forderungen gewandelt und umfasst nunmehr ein weiteres Gebiet, das zunehmend an Bedeutung gewinnt: Erforschung des Klimas und dessen Veränderung sowie deren Anwendungen, beispielsweise im Bereich der Ozeanographie und der Hydrologie. EUMETSAT unterstützt zudem das sogenannte „Global Monitoring for the Environment and Security“ (GMES) Projekt, eine Initiative der Europäischen Gemeinschaft und der ESA zur Einrichtung eines Erdbeobachtungssystems mit dem Ziel, innerhalb Europas das Verständnis verschiedener Umweltphänomene, besonders im Kontext gefährlicher Wettersituationen, voranzutreiben.

Wetter und Klima kennen keine Grenzen: Erfolgreiche Klimaüberwachung erfordert demzufolge nicht nur ein globales System, sondern auch internationale Zusammenarbeit. EUMETSAT und damit auch der Deutsche Wetterdienst – als eines seiner ersten Mitglieder (1986) und Hauptförderer (knapp 23 % des Haushalts von EUMETSAT werden vom DWD getragen) ist ein ‚global player‘ in der meteorologischen Gemeinschaft. Mit dem erfolgreichen Start von MSG-2 am 21. Dezember 2005 steht nun ein weiterer Satellit der zweiten Generation zur Verfügung. Sein operationeller Betrieb ist für den Sommer 2006 vorgesehen. Die Meteosat-Programme (erster und zweiter Generation) sind Teil eines weltweiten Systems, das die Bereitstellung wichtiger Daten auf globaler Basis sicherstellt. Der wesentliche Unterschied zwischen den Satelliten der ersten und der zweiten Generation besteht in der technischen Leistungsfähigkeit der mitgeführten Instrumente: GERB (<http://www.ssd.rl.ac.uk/gerb/>) und SEVIRI (<http://www.astrium.eads.net/corp/prod/00000842.htm>). Ferner trägt die neue Satellitengeneration zu internationalen Projekten wie dem Globalen Beobachtungssystem der WMO und dem von der CGMS (Co-ordination Group for Meteorological Satellites, <http://www.wmo.int/web/sat/CGMSHome.html>) geleiteten Globalen Meteorologischen Satellitenbeobachtungssystem bei.

EUMETSATs derzeit entstehendes Polares System (EPS) – der Start des ersten Metop-Satelliten (Métop: satellite opérationnel météorologique, <http://www.esa.int/esaME/>) dieser Dreier-Serie ist für Juni 2006 geplant – ist ein Zeichen für die wachsende internationale Zusammenarbeit. Zum einen wurden die Satelliten und deren Instrumente in Zusammenarbeit mit der europäischen und der französischen Raumfahrtagentur

(ESA, European Space Agency und CNES, Centre National d' Etudes Spatiales), entwickelt, zum anderen teilen sich EUMETSAT und NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), die US-amerikanische Agentur, die Aufgabe, die Abdeckung der polaren Umlaufbahn zu gewährleisten.

EUMETSAT leistet auch Unterstützung für Partner, die noch an der Entwicklung ihrer meteorologischen Kapazitäten arbeiten. Die von der EU und der WMO unterstützte PUMA-Initiative (Preparation for Use of Meteosat Second Generation in Africa), die im September 2005 zu Ende geführt wurde, gewährt einem Netz von 53 afrikanischen Staaten und vier regionalen Zentren Unterstützung auf den Zugriff zu Meteosat-Daten. Damit werden afrikanische Wetterdienste erstmals in der Lage sein, Anwendungen zu entwickeln, die von Überschwemmungsvorhersagen über Frühwarnungen bei Extrem-Wetterlagen bis hin zur Nahrungssicherung und Pestüberwachung reichen.

Programme

Das *Meteosat-Programm* ist Europas operationelles System geostationärer meteorologischer Satelliten und hat seit seinem Beginn im Jahre 1977 sehr zuverlässig wertvolle Daten geliefert. Bislang waren sieben nahezu baugleiche Satelliten aus der ersten Meteosat-Reihe im Umlauf. Meteosat-5, -6 und 7 dieser Reihe sind weiterhin in Betrieb. Dabei ist zu beachten, dass Meteosat-5 bereits 1991 gestartet wurde. Mit der Inbetriebnahme von Meteosat-8 im Januar 2004 nahm der erste einer beträchtlich verbesserten Generation von Meteosat-Satelliten die Arbeit auf (Abb. 2). Doppelt so schnell wie seine Vorgänger der ersten Generation, übermittelt Meteosat-8 alle 15 min Bilder von überragender Qualität (erstellt aus 12 statt bislang 3 Spektralkanälen) an Nutzer in Europa, Afrika und Lateinamerika. Sowohl die verbesserte Genauigkeit als auch die Vielfalt der nunmehr gelieferten Daten ist unverzichtbar für die Weiterentwicklung der Wettervorhersagen wie auch für die Entwicklung neuer meteorologischer Produkte und Anwendungen.

Für die Zukunft hat EUMETSAT noch ehrgeizigere Pläne. Die Vorbereitungen für eine Beteiligung an dem weltweiten System von polarumlaufenden Satelliten, die bislang nur von den USA, Russland und China betrieben werden, sind im vollen Gange. Anders als bei den Meteosat-Satelliten, die in ihrer geostationären Umlaufbahn 36 000 km über der Erde wachen, umkreisen diese Satelliten auf einer polarer Umlaufbahn die Erde in einer Höhe von etwa 850 km. Damit sind sie viel näher am Wettergeschehen und können somit wesentlich genauere Daten sammeln als geostationäre Satelliten, die wiederum den globalen Überblick liefern.

Die Metop-Satelliten (Abb. 3) des *EUMETSAT Polar Systems* (EPS) werden als Teil eines polarumlaufenden

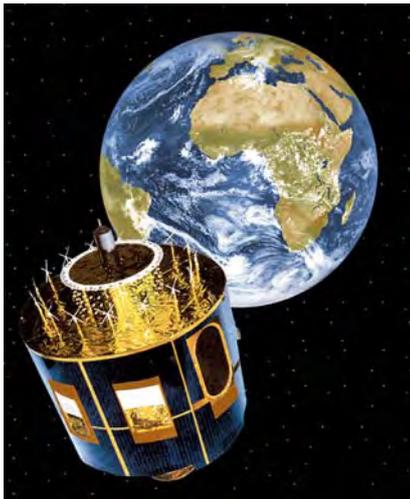


Abb. 2 (links): Satellit der zweiten Generation Meteosat: MSG – Das von EADS Astrium gebaute Radiometer SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager) an Bord von MSG, Erststart 2002, liefert Daten für Wettervorhersagen mit bisher unerreichter Genauigkeit.

Abb. 3 (Mitte): Der Wettersatellit Metop wird von einem Konsortium europäischer Industrieunternehmen unter Leitung des Hauptauftragnehmers EADS Astrium entwickelt. Astrium übernimmt die Gesamtverantwortung für die abschließende Integration und Vorbereitung des Starts der drei Metop-Satelliten.

Abb. 4 (rechts): Der Satellit Jason-2 (Skizze), © CNES – Juni 2003, Autor: D. Ducros.

europäischen Satellitensystems sehr präzise Informationen für mittelfristige Wettervorhersagen und langfristige Klima- und Umweltforschung liefern, beispielsweise die Ozonverteilung in der Atmosphäre messen sowie die Konzentration anderer Atmosphärenbestandteile, die zur Klimaüberwachung genutzt werden können. Ihre Daten und Bilder leiten eine neue Dimension globaler meteorologischen Beobachtungen ein. Der erste Metop-Satellitenstart ist für Juni 2006 vorgesehen.

Die Palette der EUMETSAT-Satellitenprogramme wird seit Sommer 2003 noch um ein weiteres ergänzt: Jason-2 (Abb. 4). Für die Entwicklung des Klimas spielen vor allem die großen Wasseroberflächen der Ozeane eine wesentliche Rolle: 71 % der Erdoberfläche ist von Ozeanen bedeckt. Um Meeresströmungen und Phänomene wie El Niño deuten zu können, ist es notwendig, die Ursachen des allgemeinen Klimawandels besser zu verstehen. Abb. 5 zeigt beispielhaft eine Karte der signifikanten Wellenhöhen. Der Jason-1 Satellit – eine Zusammenarbeit der französischen Raumfahrtbehörde CNES mit der amerikanischen NASA – ist hier bereits im Einsatz. Sein Nachfolger Jason-2 wird die notwendige Mission zur Überwachung der Topographie der Ozeanoberflächen erfüllen. Gemeinsam mit NOAA übernimmt EUMETSAT die Verantwortung für den Betrieb von Jason-2, dem Eckpfeiler in einem wachsenden System globaler Meeresüberwachung. EUMETSAT und NOAA werden als die beiden operationellen Organisationen Bodenstationen bereitstellen und unterhalten sowie operationelle Daten erzeugen und verbreiten. Die Standorte der Bodenstationen sind Usingen, Wallops Island/Virginia und Fairbanks/Alaska.

Die Jason-2 Mission kam im November 2005 mit der Installation des Radoms und der Antenne in der Bodenstation in Usingen/Deutschland einen Schritt voran. Usingen wurde als Standort für die Jason-2-Bodenstation von EUMETSAT ausgewählt, da dort eine hervorragende Telekommunikations-Infrastruktur zur Verfügung steht und auch die primäre Bodenstation für die Satelliten der Meteosat Zweiten Generation (MSG) beherbergt ist.

EUMETSAT ist einer von vier Partnern im Jason-2-Programm zur Gewinnung globaler Meeresoberflächendaten, mit deren Hilfe Wissenschaftler die Kräfte, die zum globalen Klimawandel führen, besser verstehen lernen und saisonale Wetteränderungen präziser vorhersagen können. Die anderen Partner der Jason-2-

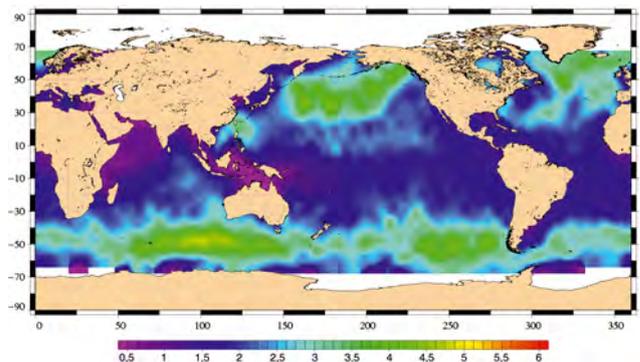


Abb. 5: Signifikante Wellenhöhen der Zeitspanne 13.11. bis 23.11.2005, gewonnen mit Jason-1, Quelle: http://www.jason.oceanobs.com/html/calval/validation_report/j1/j1_calval_bulletin_142_fr.html

Mission sind das französische Raumfahrtforschungszentrum Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), die US-amerikanische Wetterbehörde NOAA sowie die US-amerikanische Weltraumbehörde National Aeronautics and Space Administration (NASA).

Das SAF Netzwerk

Das Konzept der Satelliten-Auswertezentren (SAF – Satellite Application Facilities) wurde 1992 entwickelt, als die Mitgliedsstaaten von EUMETSAT beschlossen, den Bedarf an speziellen meteorologischen Anwendungsbereichen mit den Daten der neuen Satelliten zu decken. Sie stellen ein neues Konzept für die Betrachtung der meteorologischen Satellitendaten dar. Für die erste Generation der Meteosat-Satelliten legte EUMETSAT noch die meteorologischen Produkte (wie beispielsweise Wind, Wolkenbewegungen oder Temperaturen der Wolkenobergrenzen) fest. Im Gegensatz hierzu werden mit den zusätzlichen Möglichkeiten der EUMETSAT-Satellitensysteme Produkte aus den SAFs auch für andere spezielle Anwendungsbereiche wichtig. Damit entsteht ein Freiraum, den die Forschung für innovative und kreative Ansätze in der Datenforschung nutzen kann.

SAFs sind spezialisierte Zentren für die Verarbeitung anwendungsspezifischer Satellitendaten. Als Teil von EUMETSATs dezentralem Anwendungs-Bodensegment wird jedes SAF von einem anderen nationalen Wetterdienst in Europa geleitet und ist auf ein eigenes Thema spezialisiert. Gegenwärtig konzentrieren sich sieben SAFs auf Klimaüberwachung, Nowcasting und äußerst kurzfristige Vorhersage, Meeres- und Treibeis, Ozonüberwachung, Numerische Wettervorhersage, GRAS-Meteorologie und Landoberflächenanalyse. Ein neues SAF Thema „Operationelle Hydrologie“ wurde im Sommer 2005 ins Leben gerufen.

Satelliten sind für Meteorologie und Forschung bei der gegebenen spärlichen Verteilung der Stationen für die Bodenbeobachtung unverzichtbar. SAFs wirken als Multiplikatoren, da sie Hunderten von Wissenschaftlern den Zugang zu wichtigen Daten ermöglichen und eine neue Nutzung dieser Daten stimulieren. SAFs nutzen die Informationen sowohl der geostationären als auch der polarumlaufenden meteorologischen Satelliten und bieten unter anderem folgende Nutzungsmöglichkeiten:

- Verbesserung der Kurzfristvorhersage von Unwetterereignissen,
- Nutzen für die Luftfahrt, die Landwirtschaft, die Bauwirtschaft, die Energie- und Wasserwirtschaft,
- Besseres Verständnis für die Ursachen und Auswirkungen der Luftverschmutzung in der oberen Atmosphäre und des Ozonabbaus,
- Frühwarnung vor Katastrophen,
- Bessere Daten für die Klimaüberwachung,

- Verbesserte Informationen über Landnutzung, Ökologie, Katastrophen-Monitoring und Vorhersagen für die Landwirtschaft,
- Nutzen für die Seeschifffahrt, die Fischereiwirtschaft und die Offshore-Industrie,
- Verbesserte Eingangsdaten für die numerische Wettervorhersage und die Verfügbarkeit von Software-Modulen für operationelle Anwendungen,
- Verbesserte Software-Module und Echtzeit- sowie Offline-Produkte.

EUMETSAT ist verantwortlich für die Entwicklung und Koordination des SAF-Netzwerks und entscheidet über die politischen und finanziellen Angelegenheiten. Die Organisation leitet und koordiniert die Schnittstellen zwischen den einzelnen SAFs sowie zwischen den SAFs und anderen EUMETSAT-Systemen. Ferner überwacht EUMETSAT die Integration der SAFs in die Infrastruktur des gesamten Anwendungs-Bodensegments, zu dem auch die zentralen Verarbeitungs- und Archivierungssysteme in Darmstadt gehören.

Jedes SAF wird von dem nationalen Wetterdienst eines Mitgliedsstaats in Zusammenarbeit mit einem Konsortium von angeschlossenen Institutionen aus Mitglieds- und Kooperationsstaaten verwaltet. Dadurch, dass die Stränge des gesamten Netzwerks bei EUMETSAT zusammenlaufen, können Dienste kosteneffektiv und effizient bereitgestellt werden. Dies gilt gleichermaßen für zentrale wie auch für verschiedene von den SAFs verteilte Dienste.

Das CM-SAF, dessen mehrjährige Entwicklungsphase im Dezember 2003 abgeschlossen wurde, wird Nutzern eine Reihe von Datensätze liefern, welche langfristig homogene Langzeitreihen bilden und somit Wissenschaftler bei der Untersuchung von Klimaveränderungen unterstützen.

Das CM-SAF, welches unter der Leitung des Deutschen Wetterdienstes (DWD) steht, ist eine Einrichtung von EUMETSAT, deren Ziel es ist, Wissenschaftler aus allen europäischen Mitgliedsstaaten einzubinden und der Klimatologie weltweit wichtige Produkte an die Hand zu geben. Weitere Informationen dazu: <http://www.cmsaf.dwd.de>.

Anschrift der Autorin:

Livia Briese
 EUMETSAT Communications and Information
 Division
 Communications Manager
 Am Kavalleriesand 31
 64295 Darmstadt
 Tel.: 06151/807 839
 Fax: 06151/807 7221
 E-Mail: Livia.Briese@eumetsat.int
<http://www.eumetsat.int>

J. RAPP

Auslösung von Starkschneefällen in Frankfurt/Main als mögliche Folge des Stadteffektes

Triggering of heavy snowfall in Frankfurt/Main as a possible result of urban effects

Zusammenfassung

Radaraufnahmen vom 23. Februar 2005 zeigen, beschränkt auf das unmittelbare Stadtgebiet von Frankfurt/Main, ungewöhnlich starke und einige Stunden andauernde Schneefälle. Sie zeigen die mögliche Wirkung des sogenannten „städtischen Wärmeinseleffektes“ auf das Wetter, wie sie bisher selten in der Literatur dokumentiert wurde.

Abstract

Radar images from February 23rd, 2005, show heavy and continuous snowfall in Frankfurt/Main, a phenomenon, which was restricted to the urban area only. Probably, the situation illustrates the effect of urban-enhanced precipitation resulted from increased heating, which was rarely described in the meteorological literature so far.

1 Einführung

Während sich die meteorologische Forschung in den vergangenen Jahrzehnten bei weitem stärker mit dem Einfluss von Stadtgebieten auf die Lufttemperatur und andere meteorologische Elemente beschäftigte (zu den Gründen siehe LOWRY 1998), wurde die Wirkung urbaner Verdichtungsräume auf die Niederschläge, wohl aufgrund ihrer schwieriger zu fassenden zeitlichen und räumlichen Variabilität, deutlich seltener untersucht. Dabei beschäftigten sich Forschungsprojekte (insbesondere METROMEX, siehe CHANGNON 1980) oder Einzelanalysen (zum Beispiel SHEPHERD et al. 2002; MÖLDERS und OLSON 2004) meist nur mit konvektiven Niederschlagsprozessen im Sommerhalbjahr, während Studien für das Winterhalbjahr die Ausnahme blieben (CHANGNON et al. 1991). In einer früheren Arbeit (CHANGNON 1973) erwähnt der Autor eine mittlere Zunahme des winterlichen Niederschlages in ausgewählten US-amerikanischen Städten von 10 % (Schneefall) bzw. 13 % (Regen) im Vergleich zu ihrem Umland.

Dieser Trend wird von einer bemerkenswerten Wetter-situation, die am 23. Februar 2005 im mittleren Deutschland auftrat, beispielhaft veranschaulicht. Sie führte sehr wahrscheinlich zu einem Starkschneefall auslösenden bzw. verstärkenden Effekt im Stadtgebiet von Frankfurt am Main, während es im ganzen Umland der Stadt keine derartigen Niederschläge gab. Zunächst als Artefakte gedeutete Radaraufnahmen konnten bei genauerer Analyse als wichtiges Indiz für ein Resultat dieses „Stadteffektes“ herangezogen werden, wenn auch die Ursachenfrage nicht abschließend beantwortet werden kann.

2 Synoptische Situation

Die Großwittersituation am 23. Februar 2005 wurde von einem ausgedehnten Höhentief bestimmt, das fast ganz Europa überdeckte und das Wetter zyklonal gestaltete. Korrespondierend hierzu lag ein Hoch über Island und Nordskandinavien. Das Zentrum des Höhentiefs (Maximum der Vorticity) befand sich im 500 hPa-Niveau mittags recht exakt über dem Rhein-Main-Gebiet (Abb. 1). Die Temperatur betrug in diesem Niveau hier nur -38°C . Die untere Troposphäre (700 hPa) wies gleichzeitig ein klar abgegrenztes Feuchtemaximum auf, mit einem Betrag der relativen Luftfeuchtigkeit über 90 % (Abb. 2). Nennenswerte synoptische

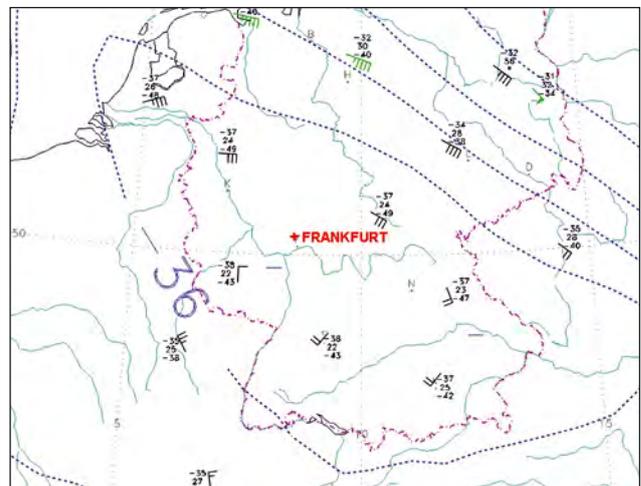


Abb. 1: Radiosondenaufstiege (Stationssymbol mit Windpfeil, Temperatur, Windrichtung und Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$) sowie vom GME-Modell assimilierte Temperatur in 500 hPa (Isolinien 2 zu 2 $^{\circ}\text{C}$) am 23.02.2005, 12 UTC.

Antriebe für Niederschlag (großskalige Hebung) gab es allerdings nicht.

Zum Höhentief korrespondierte ein Tiefdruckgebiet am Boden, das sich vom östlichen Mitteleuropa bis nach Italien erstreckte (Abb. 3). Auf seiner Nord- und Westseite wurde kalte und relativ feuchte Luft herangeführt. Zeit- und gebietsweise schneite es, jedoch meist nur mit geringer Intensität. Die Temperaturen stiegen tagsüber auf maximal -3 bis 0 °C. Aufgrund der Nähe zum Tiefdruckzentrum herrschte über dem Rhein-Main-Gebiet zu Beginn der Starkschneefälle nur schwache Luftbewegung, sowohl in unmittelbarer Bodennähe (nördliche Winde mit einer Geschwindigkeit von 1 bis 3 m/s), als auch in größerer Höhe.

3 Beschreibung des Phänomens

Bei starker Bewölkung begann es in den Mittagsstunden des 23. Februar im Frankfurter Stadtgebiet zu-

nächst nur leicht, ab etwa 14 UTC verstärkt zu schneien. Bei Temperaturen, die etwas unter dem Gefrierpunkt lagen, blieb der Schnee auf den Straßen liegen. Die mäßigen bis starken Schneefälle dauerten einige Stunden an und ließen erst zwischen 17 und 18 UTC spürbar nach. Sie lieferten Neuschneehöhen zwischen 3 (Bergen-Enkheim, nordöstlicher Stadtrand) und 7 cm (Eschersheim, Stadtteil im Norden Frankfurts). Im unmittelbaren Umland gab es dagegen nur wenig Schneefall, so zum Beispiel am Flughafen 1 cm. Die gemessenen Niederschlagshöhen betragen im Taunus, Spessart und Odenwald meist nur wenige Zehntel Millimeter, in Ausnahmefällen bis zu 1 mm.

Die Radarbilder zeigen dieses, sich offenbar auf das Frankfurter Stadtgebiet beschränkende, stationäre Schneefallgebiet sehr deutlich (Abb. 4a und 4b). Sowohl auf dem 15 UTC- als auch auf dem 16.30 UTC-Bild sind die stärksten Echos (blaue Farbe) über Frankfurt zu erkennen. Im weiteren Verlauf wurde dann das Niederschlagsgebiet langsam nordostwärts

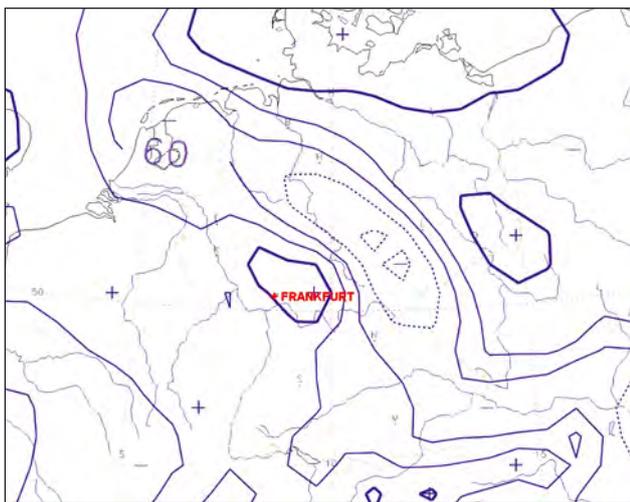


Abb. 2: Vom GME assimilierte relative Luftfeuchte in % (Isolinien alle 15 %) in 700 hPa vom 23.02.2005, 12 UTC.

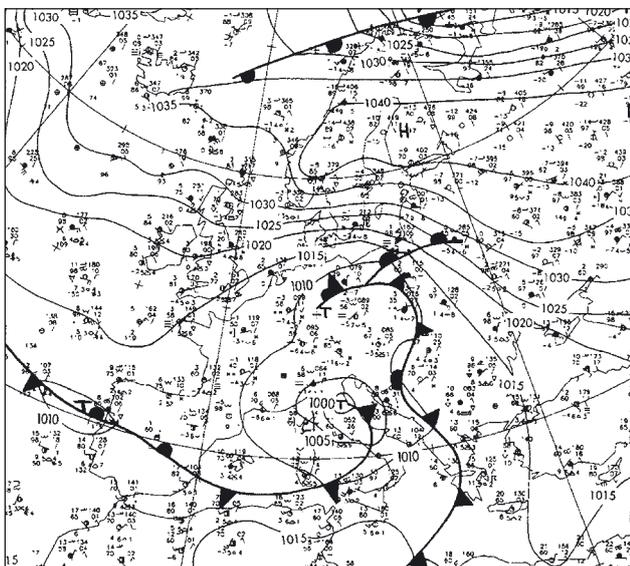


Abb. 3: Bodenanalyse des DWD vom 23.02.2005, 12 UTC.

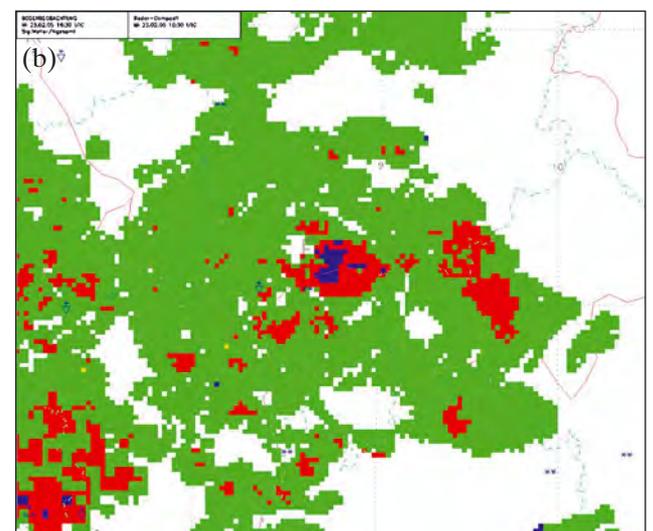
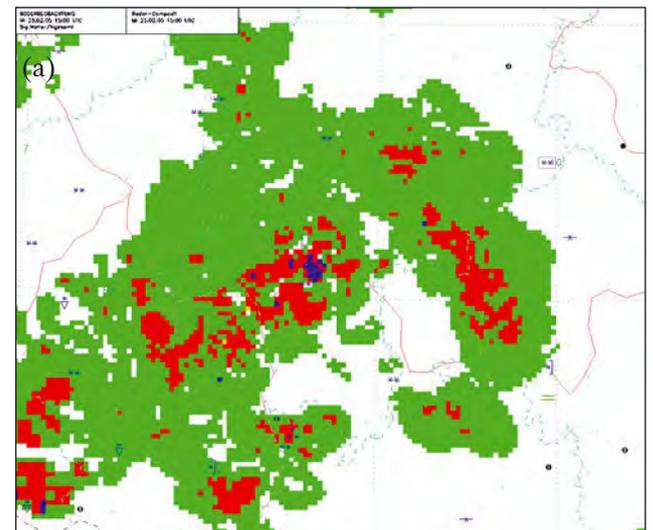


Abb. 4: Radarreflektivitäten im Rhein-Main-Gebiet vom 23.02.2005, (a) 15 UTC und (b) 16.30 UTC.

verdriftet, wobei es sich gleichzeitig abschwächte. Insgesamt hatte dieses mesoskalige Phänomen eine Lebensdauer von rund fünf Stunden.

Mit Einsetzen der Starkschneefälle drehte der Wind im Osten Frankfurts von Nord (360°) auf Südsüdwest (200°), im Westen der Stadt dagegen von Nord auf West (260°; Messwerte der Hessischen Landesanstalt für Umwelt und Geologie, HLUg 2005). Zusammen mit den nachmittags am Flughafen (im Südwesten), auf dem Kleinen Feldberg/Taunus (im Nordwesten) und in Hanau (im Osten des Rhein-Main-Gebiets gelegenen Stationen) registrierten Windrichtungen wurde eine zwar nur schwache, aber offensichtlich konvergente, zur Stadt bzw. zum Schneefallgebiet hin gerichtete Luftströmung erkennbar.

4 Interpretationsversuch

Ganz allgemein sind niederschlagsverändernde Faktoren durch Stadtgebiete nach SCHÜTZ (1996) im Wesentlichen:

- die Beeinflussung der Wolkendynamik durch den Wärmeinseleffekt und die städtische Oberflächenrauigkeit,
- Eingriffe in wolkenphysikalische Prozesse durch Partikelemission aus verschiedenen Quellen und
- die Modifizierung der Grenzschichtprozesse durch rauhigkeitsbedingte Tropfenablenkung im bodennahen Windfeld.

Der angesprochene Wärmeinseleffekt, der vermutlich ein wichtiger Grund für die Auslösung der Niederschläge war, ist in den vorliegenden Messdaten gut auszumachen. Mit Beginn der Starkschneefälle lag die bodennahe Temperatur im Stadtbereich von Frankfurt noch rund 1 K über der Umlandtemperatur, während sie sich im weiteren Verlauf den Temperaturverhältnissen im übrigen Rhein-Main-Gebiet annäherte (Tab. 1). Diese Temperaturerhöhung führte zu einer zusätzlichen Labilisierung der unteren Atmosphäre. Sie war vermutlich groß genug, konvektive Niederschlagsbildung in Gang zu bringen, solange die Temperatur in der mittleren Troposphäre (500 hPa, siehe oben) niedrig genug und genügend Feuchte vorhanden war. Für die Niederschlagsentstehung können daneben natürlich auch wolkenphysikalische Prozesse bzw. modifizierte Grenzschichtprozesse nicht ausgeschlossen werden. Eine signifikante, tief liegende Inversion lag je-

UTC	12	13	14	15	16
Frankfurt-Höchst					
- Wiesbaden Süd	0,6	0,7	1,1	0,3	0,2
Frankfurt-Ost					
- Riedstadt	1,1	0,9	1,2	0,3	-0,8

Tab. 1: Differenz der Lufttemperatur in °C am 23.02.2005 zwischen Frankfurter Stadt- und Umland-Messstationen (Daten: HLUg, 2005).

doch nicht vor (siehe Radiosondenaufstieg in Abb. 5a und b); Industrieschneefall (siehe HARLFINGER et al. 2000) war es daher nicht. Auch ein möglicher Effekt durch ein mesoskaliges Tief im Lee des Taunus ist wegen der generell schwachen Strömungsdynamik, aber auch aufgrund der gemessenen Luftdruckwerte (HLUG-Messnetz) eher unwahrscheinlich.

Neben dem Wärmeinseleffekt lieferte die dargestellte großräumig-synoptische Konstellation die notwendigen Voraussetzungen für die Bildung von konvektiv initiierten Starkschneefällen:

- Höhenkalte Luft im Bereich eines über Deutschland befindlichen Höhentiefs, die zu einer Labilisierung der entsprechenden Luftschicht führte, die jedoch allein noch nicht ausreichte, um Niederschlagsprozesse zu initiieren.
- Zufuhr ausreichender Feuchte in der entscheidenden, niederschlagsbildenden Luftschicht (etwa 1 bis 3 Kilometer Höhe). Die Radiosondenaufstiege von 12 und 18 UTC der Station Idar-Oberstein zeigen eine Feuchtezunahme in 1 bis 2 km Höhe (Abb. 5a und b).
- Schwacher Boden- und Höhenwind, um Quasistationarität und damit räumliche Konzentration des Niederschlagsprozesses zu gewährleisten.

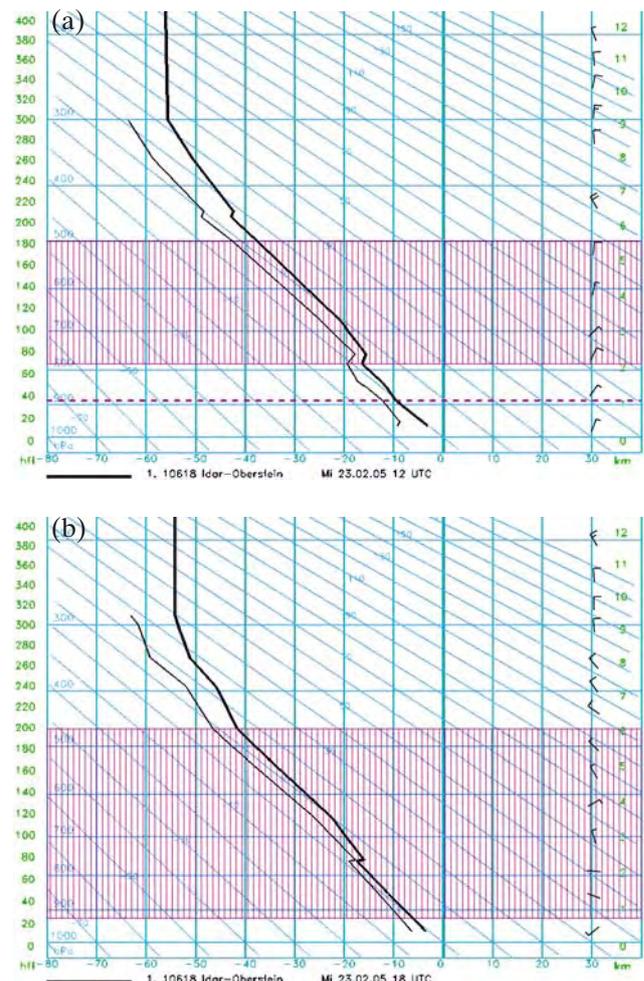


Abb. 5: Radiosondenaufstiege von Idar-Oberstein vom 23.02.2005, (a) 12 UTC und (b) 18 UTC.

Literatur:

- CHANGNON, S. A., 1973: Urban-industrial effects on clouds and precipitation. In: Wooldridge, G. L., Peterson, D. F.: Inadvertent weather modification, a workshop. *Utah State Univ.*, 111-139.
- CHANGNON, S. A., Hrsg., 1980: METROMEX. A review and summary. *Meteor. Monogr.* **40**, 181 S.
- CHANGNON, S. A., T. R. SHEALY, R. W. SCOTT, 1991: Precipitation changes in fall, winter, and spring caused by St. Louis. *J. Appl. Meteorol.* **30**, 126-134.
- HARLFINGER O., W. KOBINGER, G. FISCHER, H. PILGER, 2000: Industrieschneefälle – ein anthropogenes Phänomen. *Meteorol. Z., N. F.* **9 (4)**, 231-236.
- HLUG (2005): Messwerte im Internet. Fachgebiet Luftreinhaltung, Hessische Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, <http://www.hlug.de/medien/luft/messnetz/index.htm>
- LOWRY, W. P., 1998: Urban effects on precipitation amount. *Prog. Phys. Geog.* **22 (4)**, 477-520.
- MÖLDERS, N., M. A. OLSON, 2004: Impact of urban effects on precipitation in high latitudes. *J. Hydrometeorol.* **5**, 409-429.
- SCHÜTZ, M., 1996: Anthropogene Niederschlagsmodifikationen im komplex-urbanen Raum. *Geowissenschaften* **14**, 249-252.
- SHEPHERD, J. M., H. PIERCE, A. J. NEGRI, 2002: Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite. *J. Appl. Meteorol.* **41**, 689-701.

Anschrift des Autors:

Dr. Jörg Rapp
Deutscher Wetterdienst
Vorhersage- und Beratungszentrale
Kaiserleistr. 42
63067 Offenbach am Main
E-Mail: Joerg.Rapp@dwd.de

Zur Entwicklung und zum Stand der gestuften Studiengänge Bachelor und Master

A. HENSE

Studienfach Meteorologie an den deutschen Universitäten

1 Einleitung

Ende der 1990er Jahre wurde eine Initiative gestartet, das Hochschulwesen in Europa zu harmonisieren. Auf der Grundlage einer Vereinbarung des Jahre 1998 (Sorbonne-Erklärung) zwischen den Bildungsministern Frankreichs, Deutschlands, Italiens und Großbritanniens erwuchs ein Jahr später die Erklärung der Bildungsminister, die von Vertretern aus 29 europäischen Ländern am 19. Juni 1999 in Bologna unterzeichnet wurde. Die Vorbereitung und Umsetzung dieser Erklärung wird als Bologna-Prozess bezeichnet.

Die Ziele des Bologna-Prozesses lassen sich in drei große Themen zusammenfassen: Die Förderung von (1) Mobilität, (2) internationaler Wettbewerbsfähigkeit und (3) Beschäftigungsfähigkeit. Dies umfasst als Unterziele unter anderem:

- die Schaffung eines Systems leicht verständlicher und vergleichbarer Abschlüsse, auch durch die Einführung des Diplomzusatzes (Diploma Supplement);
- die Schaffung eines zweistufigen Systems von Studienabschlüssen (konsekutive Studiengänge, undergraduate/graduate, derzeit insbesondere Bachelor und Master);
- die Einführung eines Leistungspunktesystems, dem European Credit Transfer System (ECTS), und einer Modularisierung;
- die Förderung der Mobilität durch Beseitigung von Mobilitätshemmnissen; dies meint nicht nur räumliche Mobilität, sondern auch kulturelle Kompetenzen, Mobilität zwischen Hochschulen und Bildungsgängen oder lebenslanges und lebensbegleitendes Lernen;
- Qualitätsentwicklung der Hochschulausbildung durch Fakultätsentwicklung, Akkreditierung der Studiengänge, Förderung der europäischen Zusammenarbeit bei der Qualitätsentwicklung;
- die Förderung der europäischen Dimension in der Hochschulausbildung;
- das lebenslange bzw. lebensbegleitende Lernen;
- die studentische Beteiligung;
- die Förderung der Attraktivität des europäischen Hochschulraumes;
- die Verzahnung des europäischen Hochschulraumes mit dem europäischen Forschungsraum, insbesondere durch die Eingliederung von Promotionsstudiengängen in den Bologna Prozess.

Auf Grund der somit anstehenden Umstrukturierungen der Diplomstudiengänge für Meteorologie in gestufte

Studiengänge auf der Basis des Bologna-Prozesses haben die bislang mit der Durchführung der Diplomstudiengänge betrauten Organisationseinheiten an deutschen Hochschulen (hier kurz meteorologische Institute genannt) in Kooperation mit der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft (DMG) im Sommer 2004 eine Gruppe (die Konferenz der für den Diplom-Studiengang in Meteorologie ausbildenden Hochschulinstitute, KFM) beauftragt, Empfehlungen für die Umstrukturierung und das gemeinsame Vorgehen zu erarbeiten. Der Deutsche Wetterdienst wurde stellvertretend für die Arbeitgeberseite beratend hinzugezogen. Zur gleichen Zeit wurde eine entsprechende Empfehlung der Deutschen Physikalischen Gesellschaft DPG mit dem gleichen Ansinnen veröffentlicht.

Zweck der Empfehlungen ist es, das Wegfallen der Rahmenprüfungsordnung im Diplomstudiengang Meteorologie zu kompensieren. Im Rahmen des Bologna Prozesses muss jeder neue Studiengang durch ein Akkreditierungsverfahren einen gewissen inhaltlichen Standard erfüllen, die zuständigen Akkreditierungsagenturen sind jedoch auf die Zuarbeit der entsprechenden wissenschaftlichen Gesellschaften angewiesen, diese Standards vorher festzulegen. Konsequenterweise sind deshalb die Deutsche Meteorologische Gesellschaft und der Deutsche Wetterdienst seit 2005 Mitglieder der bundesweit größten Akkreditierungsagentur ASIIN (<http://www.asiin.de>) in Düsseldorf, wobei die Studiengänge Meteorologie im Fachausschuss 11 Geowissenschaften angesiedelt sind. Gemeinsamer Vertreter von DMG und DWD in diesem Ausschuss ist der Autor.

2 Übergeordnetes Ziel gestufter Studiengänge in Meteorologie

Ziel des Studiums im Fach Meteorologie ist die Erlangung von Kenntnissen und Fertigkeiten, die zur Ausübung des Berufs des Meteorologen befähigen. Diese umfassen im weitesten Sinne die Fähigkeit zu einer mathematisch-naturwissenschaftlichen Betrachtung, Analyse und Vorhersage von Umweltveränderlichkeiten, die in oder mit der Atmosphäre einhergehen. In der Ausbildung müssen besonders die Fähigkeit zur selbstständigen Lösung stets wechselnder Probleme und zur flexiblen Reaktion auf veränderte Herausforderungen und zur Innovation vermittelt werden. Das kann nur erfolgreich geschehen, wenn einerseits umfangreiche, spezielle Kenntnisse über die vielfältigen Phänomene in der Atmosphäre erworben

werden, andererseits die Methoden beherrscht werden, mit denen im Atmosphärensystem zukünftige Entwicklungen prognostiziert werden können. Besonders hervorzuheben ist das Erwerben der Fähigkeit zur Weiterentwicklung von Methoden und Verfahren zur Beobachtung und Prognose.

Die Meteorologieausbildung an deutschen Universitäten ist international auf höchstem Niveau. Die Absolventen haben nachweislich bei nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen sowie bei einem breiten Spektrum von sonstigen Arbeitgebern, das von den staatlichen und so genannten privaten Wetterdiensten in verschiedenen europäischen Ländern über Organisationen zur Umweltüberwachung und Versicherungen bis zur Industrie reicht, beste Einstiegschancen. Auf der Grundlage der hohen Qualität der vermittelten Qualifikationen findet ein großer Teil der Absolventen forschungsnahe Arbeitsplätze. Das Spezifikum der Meteorologieausbildung besteht in der Fähigkeit zur umfassenden Systembehandlung auf rigoroser mathematisch-physikalischer Grundlage und unter Verwendung exakter Methoden.

3 Empfehlungen für den Bachelor-Studiengang Meteorologie

Der BSc-Studiengang (**B**achelor of **S**cience) vermittelt die Grundlagen der Meteorologie, gleichzeitig aber auch die Anwendung und Umsetzung wissenschaftlicher Erkenntnisse. Die Meteorologie ist eine hoch spezialisierte Fachrichtung, mit einer starken Ausrichtung auf Forschungsaspekte. Um in einem zweistufigen System den dafür erforderlichen und auch nachgefragten Qualitätsstandard zu erreichen, muss der BSc-Studiengang zentrale meteorologische Inhalte und Befähigungen in mindestens 50 % der Studienleistungen vermitteln. Komplementär ist es erforderlich, die benötigten allgemeinen mathematischen und physikalischen Grundlagen zu vermitteln. Dies erfolgt durch Lehrimport aus diesen beiden Fächern.

Der BSc-Studiengang legt im Fach Meteorologie die theoretischen und experimentellen Grundlagen und stellt den Erwerb der erforderlichen mathematisch-physikalischen Grundlagen für das nachfolgende MA-Studium sicher. Die im BSc-Studiengang erworbenen Kenntnisse und Fähigkeiten zielen nicht auf die Qualifikation zu wissenschaftlicher Tätigkeit. Der BSc-Studiengang bietet aber eine hinreichend breite, fachliche Grundlage und erlaubt es so, die erforderliche Berufsbefähigung zu erreichen.

Die Ausbildungsinhalte werden in Module zusammengefasst werden, die sich jeweils über ein bis zwei Semester erstrecken und die studienbegleitend geprüft werden. Die Inhalte der Module bauen grundsätzlich aufeinander auf. In der Prüfung können deshalb auch Kenntnisse abgefragt werden, die Voraussetzung für die Teilnahme am jeweiligen Modul sind.

Folgenden Studienbereiche und Fächer sollen im BSc-Studiengang Meteorologie enthalten sein:

- Grundlagen der Meteorologie,
- theoretische Meteorologie,
- Synoptik und Wettervorhersage,
- angewandte Meteorologie,
- meteorologische Beobachtungssysteme und -verfahren,
- experimentelle Physik,
- theoretische Physik,
- Mathematik.

Es wird empfohlen, Module und Studienplan so zu gestalten, dass bis zum Ende des dritten Semesters die Durchlässigkeit zwischen der Meteorologie und anderen physikalischen Fachrichtungen wie Physik, Geophysik und Ozeanographie zumindest grundsätzlich erhalten bleibt, um Fachwechsel ohne großen Zeitverlust zu ermöglichen. Weitere Ausführungen zu den Ausbildungsinhalten sind dem Anhang zu entnehmen, der auch Angaben zu den ECTS-Punkten enthält. Die Bachelor-Arbeit soll zeigen, dass der Studierende bei entsprechender Anleitung wissenschaftliche Methoden sicher anwenden kann. Sie hat eine Dauer von maximal 2,5 Monaten und soll eine thematische Präsentation einschließen.

Nach sechs Semestern wird den Studierenden mit der Verleihung des Grads ‚Bachelor of Science‘ der Erwerb der meteorologischen Kenntnisse und Fähigkeiten sowie der dafür erforderlichen mathematisch-naturwissenschaftlichen Grundkenntnisse bestätigt. Aus dem mit der Urkunde ausgehändigten „Supplement“ mit Nennung der abgeprüften Fächer und der Zensuren gehen die Details der erbrachten Studienleistungen hervor.

4 Empfehlungen für den Master-Studiengang Meteorologie

Der Master-Studiengang führt die Studierenden an moderne Methoden der Forschung heran. Zentrales Ziel ist neben der Vertiefung des meteorologischen Fachwissens, die durch das wissenschaftliche Profil der Universität und/oder des jeweiligen meteorologischen Instituts mitbestimmt wird, die Befähigung zur wissenschaftlichen Tätigkeit. Diese Qualifikation wird formal durch das erfolgreiche Absolvieren des MSc-Abschlusses, inhaltlich durch die MSc-Arbeit, nachgewiesen. Eingangsvoraussetzung ist ein abgeschlossenes BSc-Studium in Meteorologie oder ein gleichwertiger Abschluss. Die Zulassung von Bewerbern mit anderen mathematisch-naturwissenschaftlichen Abschlüssen bzw. Qualifikationen wird durch die MSc-Prüfungsordnung, die Eignungsprüfungen enthalten kann, geregelt. Es muss sichergestellt sein, dass BSc-Absolventen mit anderer fachlicher Ausrichtung das für den MSc-Abschluss erforderliche meteorologische Wissen erwerben; im Gegenzug sollen ihnen dafür Teile des bisherigen Studiums als Nebenfach anerkannt werden. Entsprechendes gilt für die Anerkennung von Studienleistungen aus Diplom-Studiengängen.

Der MSc-Studiengang gliedert sich in zwei jeweils etwa einjährige Abschnitte, die fachliche Vertiefungsphase und die Forschungsphase. In der fachlichen Vertiefungsphase wird meteorologisches Spezialwissen vermittelt, das auf den in der BSc-Phase gelegten Grundlagen aufbaut. Hinzu kommt ein weiteres, das Meteorologiestudium sinnvoll ergänzendes Modul, das der Studierende in Absprache mit dem Studienfachberater wählt (Nebenfach). Die Forschungsphase dient dem Erlernen selbständigen wissenschaftlichen Arbeitens. Neben der Bearbeitung eines Projektes im Rahmen eines Forschungspraktikums ist ihr zentrales Element die MSc-Arbeit im Umfang von sechs Monaten. In der MSc-Arbeit ist der Nachweis zur Befähigung zu wissenschaftlicher Forschung untrennbar verbunden mit dem Erwerb von Schlüsselqualifikationen wie zum Beispiel Projektmanagement, Teamarbeit sowie Darstellung und Präsentation wissenschaftlicher Ergebnisse. Weitere Ausführungen zu den Ausbildungsinhalten sind dem Anhang zu entnehmen, der auch Angaben zu den ECTS-Punkten enthält.

Nach vier Semestern wird mit der Verleihung des Grads „Master of Science in Meteorology“ bestätigt, dass die Studierenden mathematisch-naturwissenschaftliche Grundkenntnisse sowie meteorologische Spezialkenntnisse erworben haben und zur selbständigen Anwendung wissenschaftlicher Methoden auf dem Gebiet der Meteorologie befähigt sind. Aus dem mit der Urkunde ausgehändigten „Supplement“ gehen die abgeprüften Fächer und die Zensuren hervor. Ferner wird der Titel der MSc-Arbeit aufgeführt und damit ein Hinweis auf die im Masterstudium erfolgte Spezialisierung gegeben.

5 Empfehlungen für den Promotionsstudiengang Meteorologie

Das Ziel der Promotion ist der Nachweis der Befähigung zum selbständigen wissenschaftlichen Arbeiten durch die eigenständige und erfolgreiche Bearbeitung einer wissenschaftlichen Fragestellung. Die Promotion ist in der Regel die Voraussetzung für eine Anstellung im akademischen Bereich und in anderen leitenden wissenschaftlichen Arbeitsbereichen. In der Vergangenheit hat stets ein erheblicher Anteil der Diplomabsolventen in Meteorologie promoviert. Daher ist die Promotionsphase integraler Bestandteil der Lehre an meteorologischen Hochschulinstituten und sollte als dritte Stufe bei neuen gestuften Studiengängen berücksichtigt werden. Einschlägige MSc-Abschlüsse qualifizieren grundsätzlich zur Promotion im Fach Meteorologie. Die Zulassung zum Promotionsstudium wird in einer Promotionsordnung geregelt.

6. Der gegenwärtige Stand der Einführung gestufter Studiengänge

Im Februar 2006 wurde eine Anfrage bei allen Fachbereichen Meteorologie an den deutschen Universitäten ge-

startet. Um den gegenwärtigen Stand der Einführung zu dokumentieren, ist danach eine Einteilung in drei Kategorien möglich:

- (1) Vorbereitungsphase: Erstellung der Studienpläne in Form von Modulen (Abprüfbare Lehrveranstaltungen), Formulierung der Anforderung an die Studierenden gemäß des ECTS, Erstellung von Modulbeschreibungen, Prüfungsordnungen, Studienordnungen, Koordination mit Nachbarfächern;
- (2) Akkreditierungsphase: Erstellung der Antrags auf Akkreditierung, Antrag bei einer Akkreditierungsagentur, Begehung des Fachbereichs durch eine Gutachterkommission der Agentur, Akkreditierung mit oder ohne Auflagen;
- (3) Beginn der Studiengänge (dies kann u. U. auch bereits vor der Akkreditierung erfolgen).

Die folgende Tabelle gibt nun den Stand an den entsprechenden Universitätsstandorten wieder:

Freie Universität Berlin	Beginn des BSc-Studiengangs (seit WS 05/06), vor Akkreditierung
Universität Hannover	Akkreditierungsphase (Beginn Studiengänge WS 06/07)
Universität Leipzig	Akkreditierungsphase (Beginn Studiengänge WS 06/07)
Universität Bonn	Vorbereitungsphase
Universität zu Köln	Vorbereitungsphase
Universität Kiel	Vorbereitungsphase (mit Ozeanographie und Geophysik)
Universität München	Vorbereitungsphase (mit Physik, Beginn WS 06/07)
Universität Mainz	Vorbereitungsphase
Universität Karlsruhe	Vorbereitungsphase
Universität Hamburg	Vorbereitungsphase
Universität Frankfurt	Vorbereitungsphase (mit Physik)

Literatur

Die Einleitung zitiert aus:

Artikel Bologna-Prozess. In: Wikipedia, Die freie Enzyklopädie. Bearbeitungsstand: 5. Februar 2006, 00:34 UTC. URL: <http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Bologna-Prozess&oldid=13387463> (Abgerufen: 7. Februar 2006, 10:13 UTC)

Abschnitte 2 bis 5 wurden durch die KFM zusammengestellt unter Federführung von Prof. Clemens Simmer, Meteorologisches Institut Universität Bonn.

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Andreas Hense
 Meteorologisches Institut der Universität Bonn
 Auf dem Hügel 20
 53121 Bonn
 E-Mail: ahense@uni-bonn.de

H. BAUER

Bachelorstudiengänge an der Fachhochschule des Bundes

Seit 1979 bildet die Fachhochschule des Bundes für öffentliche Verwaltung (kurz „FH Bund“) Beamtennachwuchs des gehobenen nichttechnischen Dienstes aus. In 10 Fachbereichen werden die zur Erfüllung ihrer Aufgaben erforderlichen wissenschaftlichen Erkenntnisse und Methoden, aber vor allem berufspraktische Fähigkeiten und Kenntnisse vermittelt. Professoren und hauptamtlich Lehrende des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr (GeoInfoDBw) unterrichten gemeinsam im Fachbereich „Wetterdienst“.

Obwohl grundsätzlich nicht dazu verpflichtet, wird an der FH Bund derzeit intensiv über die durch den Bologna-Prozess geforderte Umstrukturierung der Studiengänge nachgedacht. Eine erste Weichenstellung wird von der Kuratoriumssitzung im Mai 2006 erwartet.

Das einsemestrige Grundstudium der insgesamt dreijährigen Ausbildung soll künftig aus fünf interdisziplinären Modulen der Fachgebiete Dienstrecht, Verwaltungsrecht, Zivilrecht, Staatsrecht, BWL, Öffentliche Finanzen und PSP (Pädagogik-Soziologie-Psychologie) bestehen. Hinzu kommen allgemeine Fertigkeiten wie Sprachen („Internationalisierung der Lehre und des Lernens“), Verwaltungsinformatik und die sog. Schlüsselkompetenzen (Methoden-, Sozial- und Selbstkompetenz), für die Leistungspunkte im Optionalbereich der „Zentralen Einrichtung“ (Brühl) erworben werden können.

Anzahl und Inhalte der Module des sich anschließenden fünfsemestrigen Hauptstudiums (einschließlich der Bachelor-Arbeit) legt der Fachbereich Wetterdienst fest. Die Module sollen zum großen Teil denjenigen der meteorologischen Institute entsprechen (s. Beitrag von Prof. Dr. Hense), jedoch mit sehr viel stärkerer Praxisorientierung und vorrangiger Ausrichtung auf das Berufsbild des Wetterberaters im DWD.

Die Strategie des DWD sieht die Übertragung einiger der derzeit noch von Beamten des höheren Wetterdienstes

wahrgenommenen Aufgaben auf den gehobenen Wetterdienst vor. Dem wird die Einstellungspraxis des DWD künftig verstärkt Rechnung tragen müssen.

Für spezielle Fachaufgaben in Verwaltung, IT und Forschung können die Bewerber gezielt aufgrund der neuen universitären Bachelor (BSc)- und Master (MSc)-Abschlüsse eingestellt werden. Die auch im Hinblick auf mögliche Organisationsänderungen benötigte große Verwendungsbreite der Beamten des gehobenen Wetterdienstes spricht jedoch auch für die Beibehaltung des bewährten dreijährigen FH Bund-Studiums.

Bei Einführung eines Bachelor-Studienganges an der Fachhochschule des Bundes stünde weiterhin ein eigenständiger berufsqualifizierender Bildungsweg zur Verfügung, den der DWD zur bedarfsorientierten Ausbildung seines Nachwuchses weitgehend selbst gestalten kann und der die Fortführung der gemeinsamen Ausbildung mit dem GeoInfoDBw ermöglicht.

Literatur

Eckpunkte zur Einführung modularisierter Bachelorstudiengänge der FH-Bund, Empfehlungen der Studienplankommission, 23.11.2005

Weitergehende Informationen können der Homepage der FH-Bund entnommen werden:

<http://www.fhbund.de>

Anschrift des Autors:

Dipl.-Met. Hans Bauer
Deutscher Wetterdienst
Bildungs- und Tagungszentrum
Am DFS-Campus 4
63225 Langen
E-Mail: hans.bauer@dwd.de

Buchbesprechungen

Rundgespräche der Kommission für Ökologie, Band 28: Klimawandel im 20. und 21. Jahrhundert: Welche Rolle spielen Kohlendioxid, Wasser und Treibhausgase wirklich? Herausgeber: Bayerische Akademie der Wissenschaften, Verlag Dr. Friedrich

Pfeil, ISSN 0938-5851, ISBN 3-89937-051-1, 2005, 136 Seiten, 22 Farb- und 36 Schwarzweiß-Abbildungen, 6 Tabellen, 24 x 17 cm. Buchausgabe inzwischen vergriffen, aber als CD-ROM bzw. pdf-Datei weiterhin erhältlich.

„Wir hoffen, einen Beitrag zur Versachlichung der Diskussion zum Thema »Klimawandel und Klimamodellierung« zu leisten.“ Das haben sich die Organisatoren eines am 17. Mai 2004 in München durchgeführten Rundgesprächs der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

(Kommission für Ökologie) gewünscht. Und in der Tat leistete es einen nennenswerten Beitrag hierzu, zumal es einige führende Vertreter der deutschsprachigen Klimaforschung, unter anderem Prof. Dr. Hartmut Graßl, Prof. Dr. Jost Heintzenberg, Prof. Dr. Heinz Wanner und Prof. Dr. C.-D. Schönwiese, an den „runden Tisch“ zu einem Gedankenaustausch führte. Schließlich galt es dabei auch, die Folgerungen zu diskutieren, die sich aus dem aktuellen Kenntnisstand für die Politik wie für jeden Einzelnen ergeben. Dabei standen auch die kritischen Stimmen, die einen Zusammenhang der derzeit ablaufenden Klimaänderung mit dem Anstieg der Treibhausgase negieren, nicht außen vor.

Nun dokumentiert ein neu erschienenes Buch aus dem Pfeil-Verlag in München diesen überaus interessanten Meinungsaustausch. Von besonderem Reiz und in dieser Ausführlichkeit eher ungewöhnlich ist die Dokumentation der Diskussionsbeiträge zu den einzelnen Vorträgen. Diese sind mit Literaturzitaten und durch den Abdruck der Abschlussdiskussion sowie einer lesenswerten Zusammenfassung des Rundgesprächs angereichert. Die Ausstattung der Einzelbeiträge mit Abbildungen ist meist instruktiv und ausgewogen. Bedauerlicherweise sind die Beiträge zur regionalen Klimamodellierung und zu den gesellschaftlichen Aspekten des Klimawandels sehr kurz geblieben, so dass der Leser prinzipiell keine umfassende Wiedergabe der rezenten Klimadiskussion hierzu erwarten darf.

Dennoch: Der Band bietet einen gelungenen, insbesondere für den nichtmeteorologischen Fachmann und den interessierten Laien geeigneten Überblick über wichtige Bereiche der aktuellen Klimadiskussion. Bedauerlicherweise ist der Papierdruck vergriffen. Immerhin hat sich der Verlag dazu entschlossen, eine elektronische Version der Rundgespräche zu veröffentlichen (<http://www.pfeil-verlag.de>).

J. Rapp, Offenbach/Main

SIEVERS, U.: Das Kaltluftabfluss-Modell KLAM_21. Theoretische Grundlagen, Anwendung und Handhabung des PC-Modells. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 227, 2005, 101 S. In der Anlage: CD „Das Kaltluftabfluss-Modell KLAM_21. PC-Demonstrationsversion“, Preis: 30,- € zuzüglich MwSt u. Versandkosten.

Die Bewertung von Kaltluftflüssen und Kaltluftansammlungen in orographisch gegliedertem Gelände gehört zu den regelmäßigen Bestandteilen amtlicher Gutachten für die Standort-, Stadt- und Re-

gionalplanung. Die früher verwendeten Verfahren der Abschätzung dieser Größen mittels Informationen über die topographische Struktur des Beratungsraums und empirisch gefundener Beziehung zwischen Hangneigung, Rauigkeit der Oberfläche und meteorologischer Situation, wie sie in der Arbeit von King 1973 bereitgestellt wurden, ist inzwischen durch entsprechende numerische Modelle abgelöst worden.

Das hier vorgestellte KLAM_21 ist ein zweidimensionales mathematisch-physikalisches Simulationsmodell zur Berechnung von Kaltluftflüssen und Kaltluftansammlungen, das auch die Strömungsgeschwindigkeit und die Mächtigkeit abströmender Kaltluft abzuschätzen gestattet.

In den ersten drei Kapiteln wird das Modell in seinen theoretischen Grundlagen übersichtlich vorgestellt. Es basiert auf den Bewegungsgleichungen in der atmosphärischen Bodenschicht einschließlich der Einflüsse der Bodenreibung und der lokalen Energiebilanz. Die numerische Lösung dieses Modells erfolgt für ein rechteckiges Modellgebiet, in dem die Bodenparameter wie Bodenhöhe, Rauigkeitslänge, die Schichtdicke und der Kälteinhalt der vertikalen Kaltluftsäule sowie die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten u und v berechnet werden. Für jede Gitterzelle sind Bodenparameter anzugeben, die zur Bestimmung der Energiebilanz der Erdoberfläche verwendet werden. Die räumliche Auflösung des Modells und die Zeitschritte sind am CFL-Kriterium orientiert. Für die seitlichen Randbedingungen werden modelltypische Randbedingungen definiert. In Kapitel 4 und 5 folgt die Beschreibung des Modellablauf und der Modellerweiterung hinsichtlich wandartiger Hindernisse, die die Ausbreitungsbedingungen und Strömungsverhältnisse signifikant beeinflussen und des Nesting. Die Leistungsfähigkeit des aus der einfacheren Version KLAM weiterentwickelten Modells KLAM_21 zeigt der Autor im sechsten Kapitel (unter Mitwirkung vom M. Kossmann).

Weil die Größenordnungen der berechneten Kaltfluthöhen sowohl für den Antrieb der simulierten Kaltluftabflüsse als auch für die Überströmungen von Geländeerhebungen, Gebäuden und anderen Strömungshindernissen von entscheidender Bedeutung sind, werden die berechneten Kaltfluthöhen mit Beobachtungsdaten verglichen. In den ersten Stunden nach Beginn eines Kaltluftabflusses zeigen sich gute Übereinstimmungen, während nach längerer Simulationszeit sich deutlich niedrigere simulierte Kaltfluthöhen ergeben. Im Vergleich von mit Radiosonden gemessenen und mit den vom KLAM_21 berechneten, normierten Vertikalprofilen

der Lufttemperatur an drei Messpunkten zeigt sich, dass die berechneten Kaltfluthöhen eine für die planerische Anwendung ausreichende Genauigkeit aufweisen. In einer Fallstudie wurde die simulierte Stärke und Richtung von nächtlichen Kaltluftabflüssen mit Messungen des bodennahen Windes während Strahlungs Nächten in einer Mittelgebirgsregion verglichen. Auch hier zeigte sich eine befriedigende Übereinstimmung. In einem weiteren Experiment wurden anhand von visualisierten Rauchverlagerungen die mit dem KLAM_21 flächendeckend berechneten Strömungs- und Konzentrationsfelder überprüft. Abschließend folgt eine Studie zur Modellierung einer Kombination von lokalen Kaltluftabflusssystemen mit gleichzeitig auftretenden thermisch induzierten Windsystemen wie Flurwinden und Landwinden. In einer Simulationsrechnung in der Region der neuseeländischen Stadt Christchurch wurde diese Wechselwirkung ausführlich untersucht. Im Ergebnis zeigt sich, dass die Möglichkeit des Modells KLAM_21 zum Nesting eine solche Kombination von Windsystemen in unterschiedlichen Skalenbereichen gut zu modellieren gestattet.

Abschließend wird in einem als Sonderkapitel bezeichneten Abschnitt das Handbuch zur „Handhabung des Modells KLAM_21“ vorgestellt, das im Einzelnen dem potentiellen Anwender Antwort auf die praktischen Fragen der Anwendung des Modells gibt. Dabei erfährt man nun näher, mit welchem Betrag z. B. die nächtliche langwellige Strahlungsbilanz als Funktion von Landnutzung, Bedeckungsgrad mit Wolken und Bebauungsdichte in die Rechnung eingeht. Diese Angaben sowie auch eine Diskussion der Abhängigkeit der effektiven Ausstrahlung von der Jahreszeit, von den Bodeneigenschaften und von der Anwesenheit einer Schneedecke hätte man bereits in den ersten Kapiteln erwartet, die auch dort kaum Verweise auf die entsprechende Literatur enthalten.

Das in der gutachterlichen Praxis des Deutschen Wetterdienstes verwendete Modell ermöglicht, wie an den zahlreichen Beispielen gezeigt, die Simulation von Kaltluftabflüssen im komplexen Gelände mit einer für die Anwendung ausreichenden Genauigkeit.

Der Publikation liegt eine Demonstrationsversion mit zahlreichen Beispielen auf CD bei, die gegenüber der Vollversion eine eingeschränkte Funktionalität besitzt. Zur Demonstration der Arbeitsweise des Modells sind beispielhafte Eingabedateien und Simulationsresultate auf der CD vorhanden.

A. Helbig, Trier

Nachruf auf Friedrich Wippermann

Im letzten Jahr, am 22. Mai 2005, ist Professor Dr. Friedrich Wippermann am Beginn seines 84. Lebensjahres gestorben. Mit ihm hat die Meteorologie in unserem Land einen der herausragendsten Kollegen verloren, der in einem weiten Feld, in der Forschung, in der Lehre, in der Forschungspolitik, im Bereich der Meteorologischen Gesellschaft, die Geschicke über viele Jahre entscheidend mit beeinflusst und vorangetrieben hat. Sein Lebenswerk wurde bereits an anderer Stelle gewürdigt (Günter Groß und Dieter Etling, Mitteilungen der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft, Heft 3/4, 2005, S. 42). Die Zeitschrift *promet* ist jedoch ohne Friedrich Wippermann nicht zu denken, so dass eine kurze Würdigung hier besonders angebracht ist.

Geboren wurde Friedrich Wippermann in Stotzheim (21. April 1922) in der Eifel und somit fiel seine Studienzeit mit den ersten Kriegsjahren zusammen. Sein Studium der Meteorologie absolvierte er im Rahmen der damals durchgeführten „Kurzaktion“, zu der die Studierenden in Gruppen zusammen gezogen und von den besten Lehrern in kürzester Zeit im Rahmen von drei Jahren zum Studienabschluss geführt wurden. So hat Fritz Wippermann bereits mit 21 Jahren, nach Studienjahren in Prag und Leipzig, im Jahr 1944 sein Diplom erworben. Der enge Kontakt der Beteiligten während dieser Studienjahre untereinander hat dazu geführt, dass der Kreis der „Jungmeteorologen“ bis ins Pensionärsalter kameradschaftlich eng verbunden blieb. Die Jüngeren konnten von Fritz Wippermann beim abendlichen Glas Wein manch lustige Geschichte aus dieser Zeit hören.

Wie etliche seiner Kollegen (u. a. Karlheinz Hinkelmann und Günther Hollmann) hat er nach dem Kriegsdienst das Studium erneut aufgenommen bzw. hat sich der wissenschaftlichen Weiterbildung gewidmet. So hat er neben der Tätigkeit als Wetterdienst-techniker im Wetterdienst der „französischen Zone“ bei Fritz Möller, der zu dieser Zeit noch als Dozent an der Universität Frankfurt/M. tätig war, seine Promotion 1948 abgeschlossen.

Anschließend wechselte er nach Bad Kissingen, wo der Wetterdienst in der „US-Zone“ seinen zentralen Sitz hatte. Hier erlebte er in der Forschungsabteilung gemeinsam mit anderen, die dann einen ähnlichen Weg wie er aus dem Wetterdienst zurück zur Universität als Hochschullehrer fanden, eine sehr fruchtbare Zeit der Beschäftigung mit den Grundlagen der Numerischen Wettervorhersage.

Fritz Wippermann gehörte noch zu jenen Lehrstuhlinhabern, die zunächst im praktischen Dienst mit der täglichen Wettervorhersage, anschließend in der Forschungsabteilung mit der Schaffung der Grundlagen für die numerische Wettervorhersage reiche Erfahrung mit den Phänomenen des aktuellen Wetters sich erworben haben, bevor sie dann als Hochschullehrer tätig wurden. Diese Grunderfahrung spiegelte sich besonders im Wirken seiner späteren Forschungsarbeiten wieder, die für ihn nicht reine akademische Übungen waren, sondern das Streben, möglichst frühzeitig auch Lösungen für die Anwendung bereitzustellen, stand im Vordergrund. Insofern ist es nicht verwunderlich, dass er, nachdem er im Jahr 1963 den Lehrstuhl für Meteorologie an der Technischen Hochschule Darmstadt übernommen hatte, ein sehr erfolgreiches Verfahren für die Behandlung der turbulenten Ausbreitung von Luftverunreinigungen ausarbeitete, das bei der Bemessung von Schornsteinhöhen in seinen Grundzügen bis heute im Bereich der Luftreinhaltung angewandt wird.

Das Bemühen der Verknüpfung von Forschung, akademischer Lehre und Anwendung stand auch Pate bei der Gründung einer neuen Zeitschrift für Meteorologen. Als Leitbild stand ihm eine Zeitschrift vor Augen, die nicht zu sehr überfrachtet ist von langen theoretischen Ableitungen oder von zu sehr ins einzelne gehenden technischen Details, die aber dennoch Beiträge auf der Höhe des Wissensstandes aus den einzelnen, sich rasch entwickelnden Teilgebieten bereitstellt. Es sollte, wie er es gelegentlich formulierte, eine Zeitschrift sein, die ein im Beruf stehender und interessierter Meteorologe abends im Fernsehsessel mit Begeisterung liest und die ihn anregt zu eigener Beschäftigung mit der Thematik. So hat er in der Zeit, als er Vorsitzender des Zweigvereins Frankfurt der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft war, zuerst ein „Nullheft“ unter dem Titel *Meteo* herausgebracht. Nach der Schaffung der finanziellen Voraussetzungen für die Herausgabe dieser Schriftenreihe im Deutschen Wetterdienst hat er dann unter Mitwirkung anderer – von ihm vorwiegend aus dem Hochschulbereich – angesprochener Autoren das erste Heft unter dem Namen *promet* zum Thema Turbulenz veröffentlicht. Seit dieser Zeit dient dieses Heft als Leitschnur für die Art der Behandlung unterschiedlichster Themen der Meteorologie in dieser als Fortbildung gedachten Zeitschrift.

Sich mit Fritz Wippermann unterhalten zu können, war stets ein großer Gewinn. Er hatte klare Vorstellungen zu den wissenschaftlichen Themen, die vor allem aus dem Bereich der atmosphärischen Grenzschicht, der Turbulenz, der großräumigen Dynamik und der Wettervorhersage stammten. Er war ein hochgebildeter Mann, dessen reiches Wissen jeden Abend nach den Sitzungen des Wissenschaftlichen Beirats des Deutschen Wetterdienstes, nach mancher Zusammenkunft zur Vorbereitung von Forschungsprojekten oder bei Tagungen immer zu einem Genuss werden ließen.

Friedrich Wippermann gebührt Dank, dass er so viel zum Ansehen und zur Förderung unserer Wissenschaft beigetragen hat.

F. Fiedler, Karlsruhe

Anschriften der Autoren dieses Heftes

DR. ANDREAS DÖRNBRACK
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)
DLR Oberpfaffenhofen
Institut für Physik der Atmosphäre
82234 Weßling
E-Mail: Andreas.Doernbrack@dlr.de

PROF. DR. JOSEF EGGER
Universität München
Meteorologisches Institut
Theresienstraße 37
80333 München
E-Mail: j.egger@lrz.uni-muenchen.de

PROF. DR. FRANZ FIEDLER
Universität Karlsruhe
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Kaiserstrasse 12
76128 Karlsruhe
E-Mail: f.fiedler@phys.uni-karlsruhe.de

PD DR. CHRISTOPH FREI
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie
MeteoSchweiz, Klimadienste
Postfach 514
CH-8044 Zürich
E-Mail: christoph.frei@meteoswiss.ch

DR. ALEXANDER GOHM
Universität Innsbruck
Institut für Meteorologie und Geophysik
Innrain 52
A-6020 Innsbruck
E-Mail: alexander.gohm@uibk.ac.at

DIPL.-MET. RENÉ HEISE
Einsatzführungskommando der Bundeswehr
Dezernat Geoinformationsdienst
Postfach 60 09 55
14409 Potsdam
E-Mail: ReneHeise@bundeswehr.org

DR. KLAUS-PETER HOINKA
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)
DLR Oberpfaffenhofen
Institut für Physik der Atmosphäre
82234 Weßling
E-Mail: Klaus.Hoinka@dlr.de

PROF. DR. CHRISTOPH KOTTMEIER
Universität Karlsruhe
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
sowie
Forschungszentrum Karlsruhe/IMK
Postfach 3640
76021 Karlsruhe
E-Mail: Christoph.Kottmeier@imk.uka.de

DR. JOACHIM P. KUETTNER
University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)
Joint Office for Science Support (JOSS)
Distinguished Chair for Atmos. Sciences and Internat. Research
Boulder, CO 80307-3000
USA
E-Mail: kuettner@ucar.edu

DR. MATTHIAS LUGAUER
Deutscher Wetterdienst
GB Forschung und Entwicklung
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg
jetzt:
Maria-Ward-Realschule Mindelheim
Luxenhoferstraße 3
87719 Mindelheim
E-Mail: lugauer.matthias@t-online.de

DIPL.-MET. DETLEV MAJEWSKI
Deutscher Wetterdienst
GB Forschung und Entwicklung
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach/Main
E-Mail: detlev.majewski@dwd.de

PROF. DR. GEORG MAYR
Universität Innsbruck
Institut für Meteorologie und Geophysik
Innrain 52
A-6020 Innsbruck
E-Mail: Georg.Mayr@uibk.ac.at

DR. OLIVER REITEBUCH
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)
DLR Oberpfaffenhofen
Institut für Physik der Atmosphäre
82234 Weßling
E-Mail: Oliver.Reitebuch@dlr.de

DIPL.-MET. BODO RITTER
Deutscher Wetterdienst
GB Forschung und Entwicklung
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach/Main
E-Mail: bodo.ritter@dwd.de

DR. JÜRIG SCHMIDLI
ETH Zürich
Institut für Atmosphäre und Klima
Universitätsstraße 16
CH-8052 Zürich
E-Mail: juerg.schmidli@env.ethz.ch

PROF. DR. REINHOLD STEINACKER
Universität Wien
Institut für Meteorologie und Geophysik
Althanstraße 14
A-1090 Wien
E-Mail: reinhold.steinacker@univie.ac.at

DR. HANS VOLKERT
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)
DLR Oberpfaffenhofen
Institut für Physik der Atmosphäre
82234 Weßling
E-Mail: Hans.Volkert@dlr.de

DR. PETER WINKLER
Deutscher Wetterdienst
GB Forschung und Entwicklung
Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10
82383 Hohenpeißenberg
jetzt:
Hechenbergstraße 9
82362 Weilheim
E-Mail: pu_winkler@t-online.de