

NEBEL, LUFTHAUSHALT UND LUFTHYGIENE IM ALPENRAUM Ein Beitrag der Fernerkundung zur Gebirgsklimatologie

Mit 10 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Beilage (VI)

MATTHIAS WINIGER, MATTHIAS BACHMANN UND JÖRG BENDIX

Summary: Fog, air exchange and air quality in the Alpine region. Remote sensing applications in mountain climatology

The operational use of meteorological satellite data in boundary layer meteorology and climatology is still rather limited compared to the synoptic or global scale. Especially in mountain areas where most meteorological parameters significantly vary within short distances satellite data can improve the quality of investigations. For the spatial evaluation of fog layers and their physical properties, as well as for fog climatology in the Alpine foreland procedures based on digital NOAA-AVHRR data and results are presented: (1) The discrimination of fog and other surfaces by means of a threshold technique (temperature difference between channel 4 and channel 3). (2) By the superposition of a data set with the coordinates of the fog boundary and a digital elevation model the elevation of the upper fog limit can be determined. (3) Visibility and liquid water content of the fog layer highly correlate with the daytime signal of channel 3 ($3.7 \mu\text{m}$). (4) Regional aspects of horizontal flow patterns and air mass exchanges in the boundary layer are evaluated by a combined use of a mesoscale model and the respective satellite data. Based on a climatological satellite data set, maps of the following climatological phenomena for the Swiss Plateau and the Po Valley have been produced and are discussed in the paper: Spatial distribution and frequency of the fog layers, frequency of their marginal position, fog persistence, visibility and liquid water content as well as potential risk of immission due to damp deposition.

1 *Gebirgsklima: Charakteristika und Probleme der Erfassung*

1.1 *Gebirge – Sonderstellung im Klimasystem*

Beschreibung und Analyse der spezifischen Stellung und Funktion von Gebirgsräumen innerhalb des Klimasystems sind immer wiederkehrende Schwerpunkte meteorologischer, klimatologischer und ökologischer Forschungen. Im Rahmen der ‚Vergleichenden Hochgebirgsforschung‘ oder direkter als Beiträge zur ‚Vergleichenden Hochgebirgsmeteorologie‘ (FLOHN 1974), bzw. zu ‚Wetter und Klima der Gebirge‘ (BARRY 1981, 1992) wurden die grundlegenden klimatischen Charakteristika in ihren spezifischen raum-zeitlichen Skalen (z. B. Energiehaushalt und strömungsdynamische Effekte) dieser ‚drei-

dimensionalen Landschaftseinheiten‘ untersucht und in einen landschaftsökologischen Kontext gestellt (z. B. TROLL 1955, LAUER (Hrsg.) 1984). Auf die herausragende Bedeutung der Gebirge in einer globalen Sicht wurde anlässlich der jüngsten Umweltkonferenzen hingewiesen (STONE (Ed.) 1992).

Erfassung und Modellierung von Status und Prozessen der Gebirgsklimate basieren auf Beobachtungs- und Meßbedingungen, die in grundlegenden Aspekten von weniger reliefierten Räumen abweichen: so sind kleinräumig stark variierende Bedingungen gegeben, denen nur durch eine Verdichtung der Meßpunkte hinreichend entsprochen werden könnte. Andererseits stellen sich logistische Schwierigkeiten den Erfordernissen einer Meßpunktverdichtung entgegen, mit dem bekannten Resultat, daß in Hochlagen die Zahl repräsentativer Meßpunkte in aller Regel unzureichend ist.

Die Verfügbarkeit neuer Meßmethoden, insbesondere operationeller Fernerkundungssysteme (Erdbeobachtungs- und Wettersatelliten), vor allem aber auch die Konzeption und Durchführung teilweise großangelegter Feldexperimente (z. B. ALPEX 1982), die auf dem Einsatz und Verbund von unterschiedlichsten Meßsystemen und Modellierungsansätzen basieren, haben in der Gebirgsmeteorologie enorme Forschungsimpulse ausgelöst. Neben den eigentlichen gebirgsspezifischen Problemfeldern sind dabei ausgesprochen anwendungsorientierte Gesichtspunkte, die auch oder vor allem die Vorlandgebiete betreffen, ebenso zu zentralen Forschungsgegenständen geworden. Dazu sind – namentlich in den Gebirgen der dichtbesiedelten Industrieräume, wie z. B. den Alpen – Fragen der Austauschbedingungen in der atmosphärischen Grundschicht vorrangig zu zählen. Diese werden nachfolgend exemplarisch und im Blick auf die Frage nach dem Beitrag der Fernerkundung diskutiert.

1.2 *Hauptkomponenten des Durchlüftungsklimas*

Der Luftmassenaustausch der atmosphärischen Grundschicht wird im mesoskaligen Bereich vorab durch Stabilität oder Labilität der vertikalen Schichtung und durch die horizontalen Windfelder (ein-

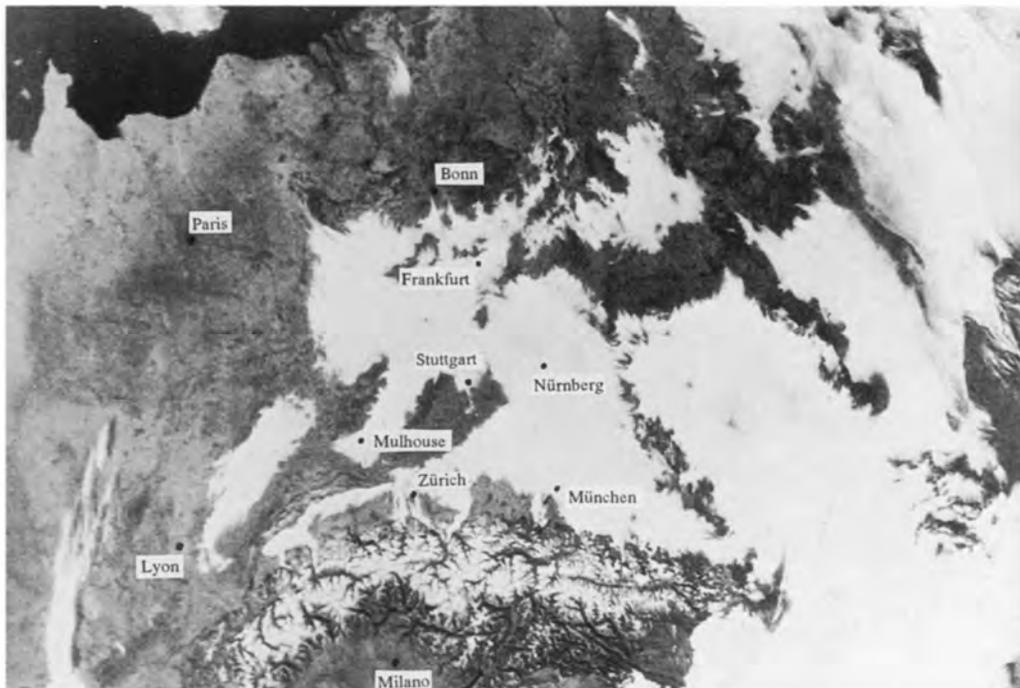
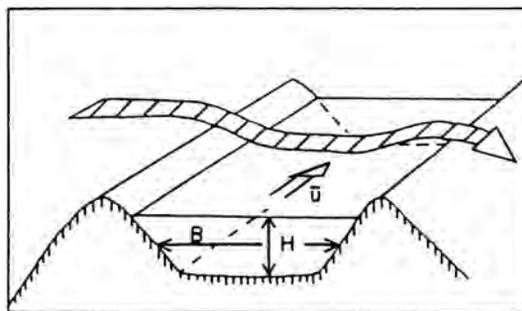


Abb. 1: Aufnahme des Wettersatelliten NOAA-11 über Mitteleuropa: Als weiße Flächen zeichnet sich tiefliegende Stratusbewölkung, zumeist Nebel in Tälern und Senken, ab. Aufnahme: 9. 2. 1989, 12.00 Uhr UTC, Kanal 2 (Visible). Datenempfang: Geographisches Institut, Universität Bern

Central Europe seen by NOAA-11, 9. 2. 1989, 12 UTC, channel 2. Seen in light shades: fog layers covering valleys and basins

schließlich deren Turbulenzen) bestimmt. In komplexer Topographie wird das verfügbare Austauschvolumen durch die lateralen Begrenzungen (Täler, Becken) mitbestimmt, während die vertikale Temperaturschichtung neben den synoptischen Bedingungen (Wetterlagen) durch gravitativ aus den Gebirgsräumen in Täler und Mulden abfließende Kaltluftmassen überprägt wird. Je nach Wetterlage und topographischen Bedingungen können dabei Bodenstromfelder resultieren, die zwar immer noch den Schubkräften der freien Atmosphäre ausgesetzt sind, aber in Richtung und Betrag häufig völlig vom Höhenwind abweichen. Die charakteristischen Kaltluftseen sind namentlich im Winterhalbjahr häufig durch gleichzeitiges Auftreten von Nebel gekennzeichnet (Abb. 1).

Aus lufthygienischer Sicht sind es die in Abb. 2 schematisch skizzierten meteorologischen Bedingungen, die über Verdünnung und Verbreitung von Emissionen und die daraus resultierenden räumlich differenzierten Immissionen entscheiden. Die raumzeitliche Bestimmung und Modellierung der Luftmassenumsätze auf der Basis der relevanten Kenngrößen ‚Inversionsmächtigkeit‘, ‚Strömungsquerschnitt‘ und



Topographie → Mischungsvolumen
 Wetterlage → $= f (H, B, \bar{u})$

Abb. 2: Mischungsvolumen der Grundschicht bei durchlüftungsarmen Wetterlagen (Kaltluftsee mit abgehobener Inversion) in Tallagen und Mulden. H: Mächtigkeit der Kaltluftschicht, B: Breite der Talung oder Senke, \bar{u} : Strömungsgeschwindigkeit in der Grundschicht, schraffierter Pfeil: synoptisches Windfeld oberhalb der Inversion

Air mass exchange in the boundary layer at stable atmospheric conditions (inversion) in valleys and basins. H: depth of cold air, B: width of valley or basin, \bar{u} : wind speed (boundary layer), hatched arrow: synoptic wind field above inversion

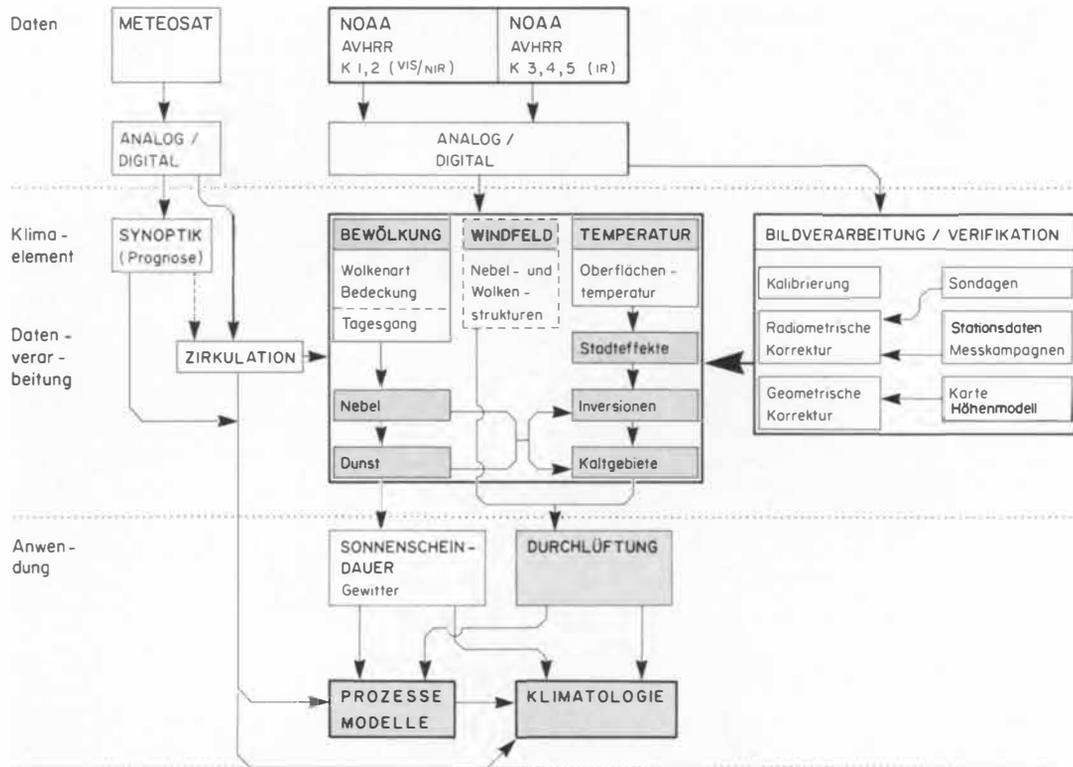


Abb. 3: Anwendung von Wettersatellitendaten in der Gelände- und Grenzschichtklimatologie: Datentypen, zu untersuchende Klimaelemente, Datenverarbeitungsschritte und Anwendungen

Quelle: WINIGER, NEJEDLY u. SCHWAB 1982, S. 201 (abgeändert)

Satellite data in boundary layer climatology: types of data, topics to be investigated, data processing and applications

-,geschwindigkeit' setzen ein Meßkonzept voraus, das die Gebirgscharakteristika mit einbezieht. Die Kombination von Fernerkundungsdaten mit terrestrischen Messungen (einschließlich Vertikalsondierungen) scheint ein naheliegendes Konzept zu sein, dessen operationeller Einsatz allerdings erst in den Anfängen steckt oder sich nur auf einige spezielle Aspekte der Durchlüftungsklimatologie anwenden läßt. Bestimmung von lateraler und vertikaler Grundschichtmächtigkeit sowie der raumzeitlichen Dynamik von Kaltluft- und Inversionsgebieten (namentlich bei vorhandener Nebelbedeckung) aus den Daten operationeller Wettersatelliten, die Umsetzung in lufthygienisch relevante Information (z. B. Flüssigwassergehalt) und die prognostische Weiterverarbeitung (in Kombination mit Strömungsmodellen) sind die Fragestellungen dieser Untersuchungen.

1.3 Fernerkundung und Klima: Prozesse und Datentypen

Die vorerst noch untergeordnete Rolle, die Satellitendaten im Bereich der Geländeklimatologie – im

Gegensatz zum synoptischen Maßstab – spielen, ist auf die folgenden Punkte zurückzuführen: einerseits ist das Auflösungsvermögen der Satellitensensoren bezogen auf die räumliche und zeitliche Variabilität vieler Geländeklimaparameter zu gering. Zum anderen beruht der Einsatz von Fernerkundungsdaten ausschließlich auf der Auswertung radiometrischer Meßwerte, die nicht in direktem Kontakt mit der Atmosphäre gewonnen werden (WINIGER, NEJEDLY u. SCHWAB 1982). Ungeachtet dieser Schwierigkeiten ist ein erfolgreicher Einsatz im Rahmen ausgewählter Fragestellungen möglich (ENDLICHER u. GOSSMANN 1986). Dazu gehören insbesondere der Energie- und Strahlungshaushalt, sowie die Durchlüftungsverhältnisse – zwei Themenkreise, die in dichtbesiedelten Hochgebirgsräumen wie den Alpen eine Schlüsselstellung einnehmen und im Zentrum vieler Forschungsbemühungen stehen (SCHÜPBACH u. WANNER 1991).

Die Position der Satellitendaten in bezug auf die genannten Themen und deren Verknüpfung mit ergänzenden Datenquellen ist in Abb. 3 schematisch dargestellt. Strahlungsparameter oder daraus abge-

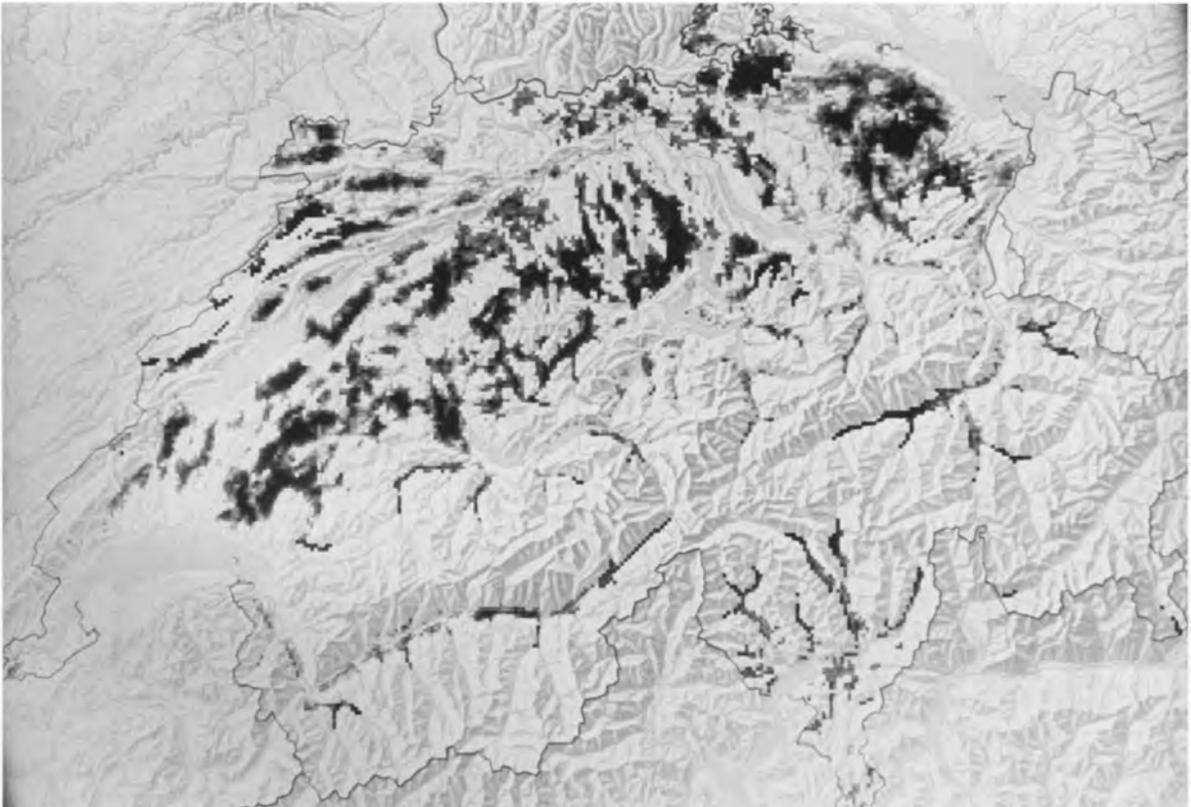


Abb. 4: Räumliche Verteilung der häufigsten nächtlichen Kaltgebiete für das Gebiet der Schweiz, abgeleitet aus 12 NOAA-AVHRR-Aufnahmen. Dunkle Rasterquadrate: in allen untersuchten Bildern als kalt ausgeschieden, helle Rasterquadrate: in mindestens 2 der ausgewerteten Bilder als kalt ausgeschieden

Quelle: NEJEDLY 1986, S. 115

Spatial distribution of cold surface temperatures at nighttime in Switzerland. Evaluation based on 12 NOAA-AVHRR scenes. Dark pixels: below average temperature in all scenes, light pixels: below average temperature in at least 2 scenes

leitete Größen, wie z. B. die Oberflächentemperatur, können, nach Durchführung der entsprechenden Vorverarbeitungsschritte, aus den Thermal-Infrarotaufnahmen berechnet werden. Dazu gehören die detaillierte Kartierung von Kaltgebieten (Abb. 4; NEJEDLY 1986), die Inversionshöhenbestimmung direkt über die Nebelmeerhöhe oder indirekt aus der nächtlichen Bodenoberflächentemperatur (Abb. 5; WINIGER et al. 1989), aber auch qualitative Angaben zum Windfeld basierend auf Nebel- resp. Wolkenstrukturanalysen (HEEB 1989). Dabei ist ein deutlicher Trend zur pixelgenauen, quantitativen und automatisierten Auswertung zu verzeichnen, wobei relativ aufwendige Verarbeitungsschritte (Bildentzerrung, Datenkalibrierung und Elimination der atmosphärischen Einflüsse) unumgänglich sind. Das nachfolgend vorgestellte Verfahren zur Nebelbestimmung stellt einen Schritt in Richtung Operationalisierung der Verfahren dar.

2 Nebelkartierung aus Satellitendaten

2.1 Nebelbestimmung und -abgrenzung

Die genaue Bestimmung der horizontalen Ausdehnung von Nebelfeldern ist nur mit Flächendaten möglich, wie sie z. B. die NOAA-Wettersatelliten mit einer Auflösung von $1 \times 1 \text{ km}^2$ im Nadir liefern. Die synchrone Messung solarer Reflex- und terrestrischer Emissionsstrahlung in fünf Spektralbereichen (Tab. 1) ist Voraussetzung für den Einsatz digitaler Klassifikationsalgorithmen zur Bestimmung von Parametern der Erd-, Wasser- und Wolkenoberflächen; so beispielsweise bei der problematischen Unterscheidung zwischen Schnee- und Nebelflächen: Die exakte Lage des Nebelrandes ist oft kaum zu erkennen, da in den normalen VIS(= visible)- und IR(= infrared)-Kanälen beide Oberflächen aufgrund des ähnlichen Reflexionsverhaltens sowie annähernd gleicher spektraler Oberflächentemperaturen fast

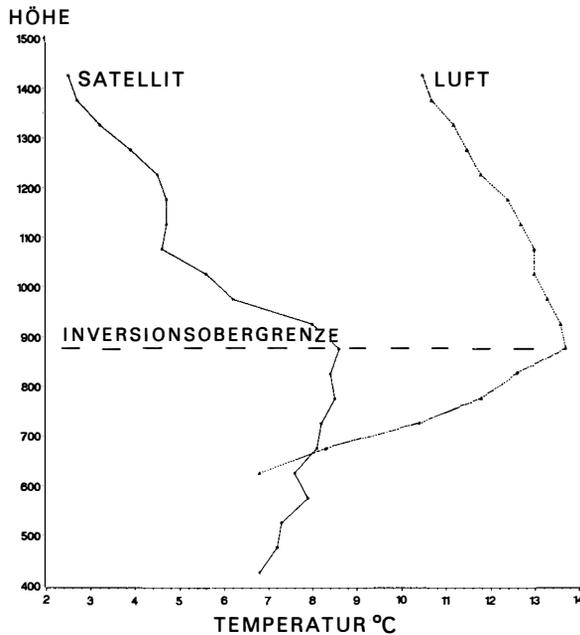


Abb. 5: Vergleich des vertikalen Temperaturverlaufs in der freien Atmosphäre (mobile Sondierungsstation) und der Oberflächentemperatur (gemittelt über Höhenintervalle von 50 m, NOAA-AVHRR, Infrarotkanal 4) im westlichen Schweizerischen Mittelland, 13. Juni 1984, 03.30 Uhr UTC

Quelle: WINIGER et al. 1989, S. 736

Comparison of the vertical course of air temperature (free atmosphere) and ground surface temperature (averaged at vertical intervals of 50 m, NOAA-AVHRR, infrared channel 4). Western part of the Swiss Plateau, June 13th, 1984, 03.30 UTC

identische Meßwerte liefern. Ein Verfahren zur Nebelerkennung muß weiterhin die internationale Konvention einhalten, wonach Nebel erst ab einer horizontalen Sichtweite ≤ 1 km vorliegt.

Tabelle 1: Spektralbereiche und Anwendungsbereiche der fünf Radiometerkanäle der Wettersatelliten NOAA-10, 11

Spectral ranges of AVHRR-radiometer channels of NOAA-10, 11

Kanalbezeichnung Nummer	Wellenlänge [μm]	Anwendungsgebiete
Ch 1 VIS	0,56-0,68	Aerosolverteilung, Vegetationsindex, Land-/Wasserverteilung
Ch 2 NIR	0,73-1,10	Wasser-/Eisverteilung, Schnee
Ch 3 MIR	3,55-3,93	Oberflächentemperaturen
CH 4 IR	10,3-11,3	Atmosphärische Korrektur
CH 5 IR	11,5-12,5	

VIS = visible, NIR = nahes Infrarot, MIR = mittleres Infrarot, IR = Infrarot

Das gewählte Verfahren zur Nebelerkennung basiert auf einem Ansatz von EYRE, BROWNSCOMBE u. ALLAM (1984), die für Nachtüberflüge Nebel aus einem Temperaturdifferenzbild der AVHRR-Kanäle 4 und 3 ($dT = T_4 - T_3$) über einen empirisch ermittelten Schwellenwert abgrenzen können. Die Untersuchungen zur Nebelklimatologie im Alpenraum haben gezeigt, daß dieses physikalisch begründete Verfahren auch für Tagüberflüge geeignet ist. Dabei spielt das Signal des Kanals 3 AVHRR ($3.55-3.93 \mu\text{m}$) eine große Rolle. In der Nacht empfängt der Radiometerkanal 3 lediglich die emittierte Strahlung der Erdoberfläche, am Tag dagegen ein Mischsignal aus emittierter und reflektierter Strahlung. Die Trennung von Nebel und anderen Oberflächen basiert auf folgenden Grundgleichungen:

	Nebel		andere Oberflächen
Nachtüberflug:	$\epsilon_{3,8} < \epsilon_{11}$	$\epsilon_{3,8} \approx \epsilon_{11}$	
	$\rightarrow \epsilon_{11} - \epsilon_{3,8} > 0$	$\epsilon_{11} - \epsilon_{3,8} \approx 0$	
	$\rightarrow T_4 - T_3 > 0$	$T_4 - T_3 \approx 0$	
Tagüberflug:	$\rho_{3,8} > \rho_{3,8}$	$\rho_{3,8} < \rho_{3,8}$	
	$\rightarrow T_4 - T_3 < T_4 - T_3$		

wobei:

$\epsilon_{3,8}, \epsilon_{11}$: spektraler Emissionsgrad im Bereich von Kanal 3 bzw. 4

T_3, T_4 : effektive Emissionstemperatur im Bereich von Kanal 3 bzw. 4

$\rho_{3,8}$: spektraler Reflexionsgrad Kanal 3

Die Trennung von Nebel und anderen Oberflächen resultiert in der Nacht aus dem gegenüber anderen Oberflächen herabgesetzten spektralen Emissionsgrad von Nebel im Kanal 3. Am Tag ergibt sich demgegenüber ein spektraler Reflexionsüberschuß (Kanal 3) an der Nebelobergrenze, der die Nebelerkennung ermöglicht. Zwei typische Histogramme der $T_4 - T_3$ -Bilder (Abb. 6) zeigen, daß sowohl für Nacht- wie für Tagverhältnisse je ein Schwellenwert zur Nebelerkennung ausreicht (Tab. 2), solange die Sonnen-

Tabelle 2: Typische Schwellenwerte aus der Temperaturdifferenz $T_4 - T_3$ zur Abgrenzung von Nebel, Schnee und Wolken

Typical threshold values for the separation of fog covered pixels, derived from surface temperature differences measured by AVHRR-channels 4 and 3

Oberfläche	$T_4 - T_3$ [K]	
	Tag	Nacht
Nebel	$> 2,5$	$< -12,0$
Schnee	$0-0,5$	$- 2,0$
Wolken	$< -1,5$	$> 10,0$

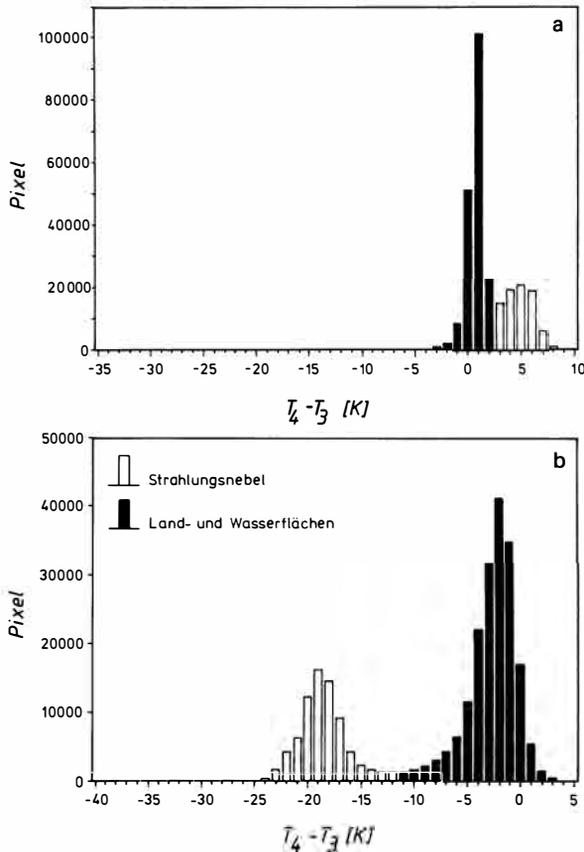


Abb. 6: Häufigkeitsverteilung (Anzahl Bildelemente = Pixel) der auftretenden Temperaturdifferenzen (in K) zwischen den Kanälen 4 und 3 für (a) eine Nachtaufnahme (29. 1. 1991, NOAA-11) und (b) eine Tagsituation (13. 11. 1989, NOAA-11)

Frequency distribution (number of pixels) of temperature differences measured by channels 4 and 3 for (a) a nighttime (29. 1. 1991, NOAA-11) and (b) a daytime situation (13. 11. 1989, NOAA-11)

höhe für das betroffene Bildelement nicht im Bereich von 0 bis 9° liegt. Im Sonnenhöhenintervall von $1,5$ bis 9° muß der Reflexionsgradient der Kanal 3-Bilder über eine Korrekturfunktion (BENDIX u. BACHMANN 1991) ausgeglichen werden, damit der Schwellenwert von -12 K auch für Tagüberflüge anwendbar bleibt. Im Bereich zwischen 0 und $1,5^\circ$ Sonnenhöhe ist eine Nebelerkennung demgegenüber mit dem Histogrammverfahren nicht mehr möglich, da der spektrale Reflexionsüberschuß an der Nebelobergrenze gerade durch das Emissionsdefizit des Nebels kompensiert wird.

Die Überprüfung der Klassifikationsergebnisse fand im Rahmen mehrerer Meßkampagnen im Schweizer Mittelland und der Poebene statt. Dabei

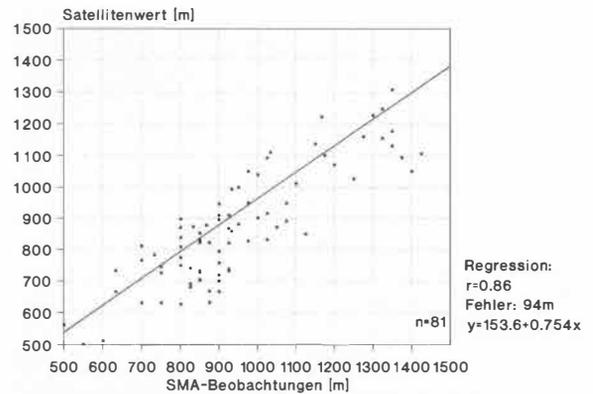


Abb. 7: Vergleich der Nebeloberflächenhöhe aus Satellitendaten mit Bodenbeobachtungen (SMA: Schweiz. Met. Anstalt) für das Schweizerische Mittelland

Comparison of the elevation of the upper fog boundary determined by satellite and ground observations (SMA: Swiss Meteorological Department) for the Swiss Plateau

wurden einerseits die Nebelobergrenze zum Zeitpunkt des Satellitenüberflugs in die topographische Karte aufgenommen und mit der aus den Satellitendaten berechneten Nebelmaske verglichen, andererseits wurden Meßfahrten im Nebel durchgeführt, um berechnete (s. Kap. 4) mit beobachteten Sichtweiten zu vergleichen. Beide Methoden ergaben eine Genauigkeit der räumlichen Lage von $\pm 1-2$ Bildelementen sowie die Gültigkeit der verwendeten Schwellenwerte für Sichtweiten ≤ 1000 m.

2.2 Ermittlung der Nebelhöhe

Die Nebelhöhe kann aus der Nebelverteilung und einem digitalen Höhenmodell bestimmt werden. Dazu werden die Randgebiete des Nebels kartiert, dem Geländemodell überlagert und durch Mittelung Höhenwerte für größere Gebiete und einzelne Regionen berechnet. Ein Vergleich mit Verifikationsdaten und Felderhebungen ergab eine gute Übereinstimmung zwischen dem Satellitenwert und den Bodendaten (s. Abb. 7). Trendflächenanalysen der Randhöhenwerte liefern zudem einen Hinweis auf Neigungs-, Kippungs- und Staueffekte der Nebeldecke und ermöglichen ferner die flächendeckende Berechnung von Luft- und Nebelvolumina.

3 Nebelklimatologie des Alpenraums

Große Teilgebiete des Alpenraumes sind bei Hochdrucklagen durch eine ausgeprägte nächtliche Kaltluftdynamik als Folge der Abkühlung durch Aus-

strahlung gekennzeichnet. Die Vorlandsenken stellen dabei ideale Sammelbecken für die von den Gebirgshängen abfließende Kaltluft dar, in der sich in den Wintermonaten durch weitere Abkühlung und Kondensation häufig ausgedehnte Nebelfelder bilden können (WANNER u. KUNZ 1983). Aufgrund der signifikanten regionalklimatischen, verkehrstechnischen und lufthygienischen Auswirkungen der Nebeldecken ist die genaue Kenntnis der Verteilung und Dynamik von großer Bedeutung für raumplanerische Zwecke.

Der Wissensstand zur Nebelklimatologie stellt sich, bezogen auf die einzelnen Vorlandsenken, allerdings recht unterschiedlich dar. Während Auswertungen für einzelne Orte und aerologische Stationen fast durchweg vorliegen, fehlen sowohl differenzierte Informationen zur raum-zeitlichen Verteilung und Dynamik als auch Bearbeitungen des gesamten, länderübergreifenden Alpenraumes. Eine gewisse Ausnahme stellt das Schweizer Alpenvorland dar, welches durch Studien (u. a. von WANNER 1979, WINIGER 1982, u. 1986, WANNER u. KUNZ 1983, TROXLER u. WANNER 1989) bereits relativ gut untersucht ist.

3.1 Methodik und Untersuchungsgebiete

Basierend auf einem Datenkollektiv von über 160 NOAA/AVHRR-Szenen der Winterhalbjahre 1989–1991 und den in Kap. 2 beschriebenen Methoden wurde eine Bearbeitung klimatologischer Aspekte für die zwei Vorlandsenken ‚Schweizerisches Mittelland‘ und ‚Poebene‘ vorgenommen. Neben der Kartierung der mittleren Nebelhäufigkeit und -höhe stand die Frage nach der Nebeldynamik im Tages- und Wochenverlauf im Vordergrund der Untersuchungen. Ergänzend zu den Satellitendaten fanden Stationsdaten, aerologische Sondierungen und ein mesoskaliges Strömungsmodell Eingang in die Analysen. Die wesentlichen Ergebnisse, die das Auswertungspotential von Satellitendaten in Klimauntersuchungen beispielhaft zeigen sollen, sind in der Kartenbeilage (Beilage VI) zusammengestellt.

Die beiden Untersuchungsgebiete unterscheiden sich bezüglich Größe und Physiognomie sowie in ihrer Lage zu den wetterbestimmenden atmosphärischen Druckzentren deutlich. Die Poebene ist ein von Gebirgen umschlossener, breiter Trog, der nach Osten zur Adria hin geöffnet ist und in der Küstenebene flach ausläuft. Die Höhenlage schwankt zwischen 0 und ca. 150 m NN, wobei Hügelgebiete und Moränenwälle im Westen und Norden die orographische Gliederung mitbestimmen (TICHY 1985). Die klimatisch bedeutsamen Paßhöhen des südlich an-

grenzenden Apennins liegen zwischen 420 und 520 m NN, größere Seen finden sich am Alpensüdrand.

Das Schweizer Alpenvorland wird durch Jura und Alpen begrenzt, wobei der Mittellandtrogt gegenüber der Poebene wesentlich schmaler und kleiner ist. Er öffnet sich nach Südwesten und Nordosten sowie über eine schmale, klimatisch bedeutsame Senke (Jura/Schwarzwald) in Richtung Oberrheinische Tiefebene. Das sog. ‚Tiefere Mittelland‘ weist eine Höhenlage von 370 bis ca. 500 m NN auf und ist durch mehrere Hügelketten und Flußtäler reich gegliedert. In den Senken befinden sich zahlreiche Seen.

Für die beiden Vorlandsenken resultieren als Folge dieser Lage- und Reliefbedingungen abweichende Voraussetzungen (Windfeld, Feuchtzufuhr, Kaltluftabfluß) zur Bildung und Dynamik von Nebeldecken.

3.2 Mittlere Nebelhäufigkeit und Höhenverteilung

Zur Kartierung der mittleren Nebelbedeckung wurde der Datensatz unter Berücksichtigung zeitlich-synoptischer Auswahlkriterien reduziert und daraus für jedes Teilgebiet repräsentative Datenkollektive gebildet. Nach der in Kap. 2 erläuterten Methodik wurde für jedes Bild eine Karte (Maske) der momentanen Nebelverteilung erzeugt und aus der Zusammenfassung aller Bildmasken eine relative, mittlere Nebelhäufigkeit berechnet. Relativ deshalb, weil sich die Häufigkeitsangaben auf die Gesamtzahl der verwendeten Satellitenbilder (Poebene: 59, Schweizer Alpenvorland: 80 Datensätze) beziehen. Die Kartierungen basieren auf einem Raster von $1 \times 1 \text{ km}^2$ und zeigen in Blautönen Nebelhäufigkeiten unter 50%, in Gelb-, Rottönen solche über 50% (s. Beilage VI). Wichtig ist der Hinweis, daß aufgrund der unterschiedlichen Datenauswahl die Untersuchungsgebiete einzeln zu betrachten sind, denn die Poebene weist in absoluten Größen eine deutlich geringere mittlere Nebelhäufigkeit als das Schweizer Mittelland auf (WANNER u. KUNZ 1983, SCHACHER 1974).

Die Poebene kann hinsichtlich der mittleren Nebelverbreitung in drei Teilregionen gegliedert werden. Der Kernbereich der westlichen Poebene zeigt die größte Auftrittshäufigkeit, während die adriatische Küstenebene im Nordosten die geringste Nebelbedeckung verzeichnet. Der Teil östlich des Gardasees ist ein Übergangsbereich zwischen den beiden vorgenannten Regionen, wobei der zentrale Trog eine sich nach Osten verjüngende Zone mit relativ hohen Häufigkeiten aufweist. Lokale Abweichungen vom typischen Verteilungsmuster finden sich vor

allem im Bereich des Comer Sees und Mailand. In einem N-S verlaufenden Korridor bildet sich häufig kein Nebel oder er löst sich auf, primär eine Folge der jahreszeitlich bedingten thermischen Überschußgebiete des Agglomerationsraumes Mailand und des Comer Sees. Die Alpentäler bleiben größtenteils nebelfrei, während die Apennintäler relativ häufig eine Nebelbedeckung aufweisen.

Im Falle der Poebene tritt in aller Regel Bodennebel auf, der je nach Wetterlage Mächtigkeiten zwischen 20 m und 300 m erreichen kann. Die Nebelhöhen zeigen dabei einen regional unterschiedlichen N-S-Gradienten. Während im Westen die großen Nebelhöhen am Alpensüdfuß auftreten, sind sie im Osten häufiger an der Nordabdachung des Apennins zu finden. Auswertungen des Flüssigwassergehaltes haben gezeigt, daß der Golf von Genua als wichtigste Feuchtequelle für die Nebelbildung in der westlichen Poebene anzusehen ist: Die über den Apennin strömenden feuchten Luftmassen treffen auf einen ausgeprägten Kaltluftsee, der durch lokale nächtliche Ausstrahlung und gravitativ durch Zustrom kalter Luft aus den Alpen aber auch aus den Apennintälern gebildet und gespeist wird (GIULIACCI 1985: 39).

In der Nebelkarte des Schweizer Alpenvorlandes zeichnet sich das Mittelland deutlich als Gebiet hoher Nebelhäufigkeit ab. Das Maximum liegt im zentralen Bereich (Zusammenfluß Reuß, Aare, Limmat), während die Alpentäler und Jurahöhen nur selten von Nebel bedeckt sind. Einige regionale Besonderheiten treten deutlich hervor: Die strömungsdynamisch bedingte Abnahme der Nebelhäufigkeit im Hochrheintal bei Basel (WINIGER 1982) und im östlichen Teil des Genfer Sees (BOUET 1972), ferner der modifizierende Einfluß zahlreicher Hügelketten im Mittelland. Aufgrund der Datenauswahl entspricht das Verteilungsmuster den Verhältnissen im Hochwinter (November-Februar), wobei eine gute Übereinstimmung mit älteren Kartierungen (WANNER u. KUNZ 1983) festgestellt werden kann.

Die Höhenlage der Nebelobergrenze im Schweizer Mittelland liegt im Mittel bei 770 m und weist eine charakteristische Häufigkeitsverteilung mit Maxima bei 700–850 m und über 1000 m sowie Minima bei 600 m und 900–950 m auf. Dabei handelt es sich im Gegensatz zur Poebene in den meisten Fällen nicht um Bodennebel, sondern um abgehobene Nebeldecken, die Mächtigkeiten bis zu 350 m erreichen.

Abgesehen von Situationen langandauernder Advektion von Kaltluft ist die Nebelbildung im Schweizer Alpenvorland eng an postfrontale Vorgänge sowie an die Feuchtezufuhr aus den Seen- und Flußgebieten gebunden. Durch Frontdurchzüge fin-

det ein Übergang zu wolkenlosem Himmel und starker Ausstrahlung statt, die Nebelbildung setzt ein. Anschließend erfolgt häufig ein Aufleben nordöstlicher Winde (sog. Bise; FURGER u. WANNER 1990), die ein Abheben der Bodennebelschichten und eine Umstrukturierung zu Hochnebel (Höhenlage > 1000 m) bewirken. Nach Abflauen der Ostwinde beginnt die nebelerfüllte Kaltluft in Richtung Bodensee und über die Ostausläufer des Juras in Richtung Oberrheinische Tiefebene auszufließen (WINIGER 1984), wobei sich im Hochrheintal Auflösungserscheinungen ergeben. Verlaufen Kaltluftzu- und -abfluß über einen längeren Zeitraum ungestört, stellt sich eine Gleichgewichtslage mit einer Nebelhöhe bei ca. 750 m ein (DÜTSCH 1983, WANNER u. KUNZ 1983).

Ein wesentlich differenzierteres Bild der Nebelverteilung ergibt sich bei einer Unterscheidung nach verschiedenen Wetterlagen. In der Poebene konnten über eine Clusteranalyse sechs typische Nebelwetterlagen abgeleitet werden. Je nach vorherrschender Strömungsrichtung und Luftmassenzufuhr bilden sich Nebeldecken unterschiedlicher Ausdehnung und Mächtigkeit, wobei der Westlage aufgrund der Feuchtezufuhr aus dem Golf von Genua die größte Bedeutung zukommt. Im Schweizer Alpenvorland (vgl. Abb. 8) ergibt sich eine deutliche Differenzierung zwischen den Ostlagen mit hochliegender Nebeldecke und großer Flächenausdehnung, gradientschwachen Verhältnissen mit mittlerer Ausdehnung und Südostlagen mit tiefliegenden Nebelschichten geringer Flächenausdehnung.

3.3 *Dynamik im Tages- und Wochenverlauf*

Nebel unterliegt deutlichen Veränderungen im Tages- und Wochenverlauf. In der Poebene zeigt sich dabei ein eindeutiger Zusammenhang zu der Nebelmächtigkeit, dem Flüssigwassergehalt und dem Windfeld. Thermisch bedingt löst sich der Nebel gegen Mittag vor allem an den Rändern und in Gebieten mit geringer Mächtigkeit sowie geringem Wassergehalt auf. Zusätzlich erzeugen Windströmungen aus nordöstlichen Richtungen typische Auflösungsmuster vor allem in der Küstenebene und Staueffekte an der Apenninnordseite. In den Übergangsjahreszeiten können bei mächtigen Nebelmeeren und ausreichendem Energiegefälle Nebelbänke dem kleinräumigen Druckgradienten folgend verlagert werden (UNGEWITTER 1984) und Nebelbrüche in den Gebieten des Lago Maggiore, Gardasees sowie in mehreren Talausgängen der Alpen und des Apennins bewirken.

Die Nebelobergrenze bleibt im Tagesverlauf im westlichen Teil annähernd stabil, während Richtung Osten eine zunehmende Absinktendenz gegen Mittag festgestellt werden kann. In Nord-Süd-Richtung ist eine deutliche Asymmetrie zu beobachten: Im Westen bleibt die Nebelobergrenze am Alpensüdrand aufgrund von Verlagerungsbewegungen annähernd konstant, während sie am Apenninnordhang absinkt. Im Osten kehren sich die Verhältnisse um, die Nebelobergrenze senkt sich am Alpenrand gegen Mittag um die Hälfte und bleibt am Apenninrand aufgrund von Stauwirkungen auf konstanter Höhenlage.

Im Schweizer Alpenvorland bleibt der Nebel im Tagesverlauf in der überwiegenden Zahl der Fälle bestehen und zeigt damit ein starkes Persistenzverhalten (s. Beilage VI). Eine Nebelauflösung findet lediglich in den höhergelegenen Gebieten des Mittellandes statt. Am Jurasüdfuß und in einigen Tälern der Nordalpen (Urner Reufltal) können Nebelverlagerungsprozesse beobachtet werden. Die festgestellten Vorgänge werden einerseits durch den Abbau von Kaltluftschichten durch Sonneneinstrahlung und andererseits durch das thermische Verhalten eines Kaltluftkörpers erklärt (WHITEMAN 1982, UNGEWITTER 1984). Die Nebelobergrenze zeigt im Tagesverlauf in der Regel einen Anstieg um 50–100 m. Dieser wird in erster Linie auf das tagesperiodisch generierte Windfeld im Schweizer Mittelland zurückgeführt (WANNER 1979). Am Tag induziert das über den Alpen entstehende, lokale Tiefdruckgebiet eine NE-Strömung mit erhöhter mechanischer Turbulenz, die zu einem Anheben der Nebeldecke führt.

Zur Erfassung des Windfeldes bei Fallanalysen wurden Stationsdaten und ein mesokales Strömungsmodell eingesetzt. Dieses erlaubt die Modellierung des Strömungsmusters in der Grundschicht im Schweizer Mittelland (SCHUBIGER et al. 1987). Je nach synoptischer Strömung wird ein Windfeld erzeugt, das die Nebelverteilung und -höhe maßgeblich beeinflusst. Bei einer typischen Bisenlage mit NE-Strömung (s. Beilage VI) ergibt sich eine Kanalisierung der Strömung in Richtung Westen sowie ein Anheben der Nebeldecke durch Erhöhung der mechanischen Turbulenz mit entsprechender Flächenausdehnung. Im umgekehrten Fall (SW-Strömung) wird das Ausfließen der Kaltluft in Richtung Bodensee und Hochrhein verstärkt, der Nebel bedeckt jetzt lediglich die tieferen Lagen des Mittellandes. Durch die Auswertung mehrtägiger Nebelereignisse konnte der Zusammenhang zwischen Nebeldynamik, synoptischer Situation, dem kleinräumigen Druckgradienten und der modellierten Windströmung deutlich nachge-

wiesen werden (Abb. 8). Es zeigt sich zudem, daß die synoptischen Veränderungen in der Regel zu einer starken Überprägung der tagesperiodischen Effekte führen.

Insgesamt konnte mit den Auswertungen der Wettersatellitendaten eine wesentliche Differenzierung und Verfeinerung bisheriger Kenntnisse der Nebelstruktur und -veränderung erreicht werden. Unumgänglich ist jedoch die Kombination mit zusätzlichen Datenquellen und die Ergänzung durch Modellierungen.

4 Lufthygienische Aspekte des Nebelvorkommens: Flüssigwassergehalt und Sichtweite

Neben der Reduktion von Sichtweite und Sonnenscheindauer kann das Auftreten von Nebel während der kalten Jahreszeit die lufthygienische Situation nachhaltig beeinflussen. Zum einen geschieht dies durch die weitgehend unterbundenen vertikalen Austauschprozesse (Inversion im Bereich der Nebelobergrenze), zum anderen durch teilweise wäßrige Lösung von Luftschadstoffen in der Nebeldecke. In der häufig etwa 100–400 m mächtigen Kaltluftschicht werden gerade bei persistenten Nebellagen die emittierten Luftschadstoffe aus Industrie, Hausbrand und Verkehr (hauptsächlich SO_2 , NO_x und Staub) über mehrere Tage konzentriert. Atemwegserkrankungen und Schädigungen der Umwelt (immissions- und klimabedingte Waldschäden; vgl. CAPREZ et al. 1984) und an der Bausubstanz (ARNOLD 1984, PINNA 1988) sind Gegenstand aufwendiger Untersuchungsprogramme. Im Rahmen der Untersuchungen zur Nebelklimatologie des Alpenraums und seiner Vorlandseen wurden erste Ansätze entwickelt, Ausgangsdaten zur Bewertung der lufthygienischen Verhältnisse bezogen auf die oben geschilderte Problematik aus digitalen Satellitendaten zu gewinnen.

Erste Angaben über besonders gefährdete Gebiete, die sowohl bei Boden- als auch bei abgehobenem Nebel im direkten Kontaktbereich von Nebel und Geländeoberfläche liegen, liefert die Kartierung der Nebelrandhäufigkeiten (s. Beilage VI). Eine weitere Grundlage der Untersuchungen ist die in Kap. 2 vorgestellte Berechnung für die Höhe der Nebelobergrenze sowie das Volumen der Nebelluft, in dem die emittierten Schadstoffe letztlich verteilt werden können. Informationen über die Depositionsgefährdung einzelner Gebiete liefert ein Verfahren zur Berechnung des Flüssigwassergehalts pro Bildelement mit Hilfe der berechneten Sichtweiten unter Einbezug der Nebelhäufigkeit.

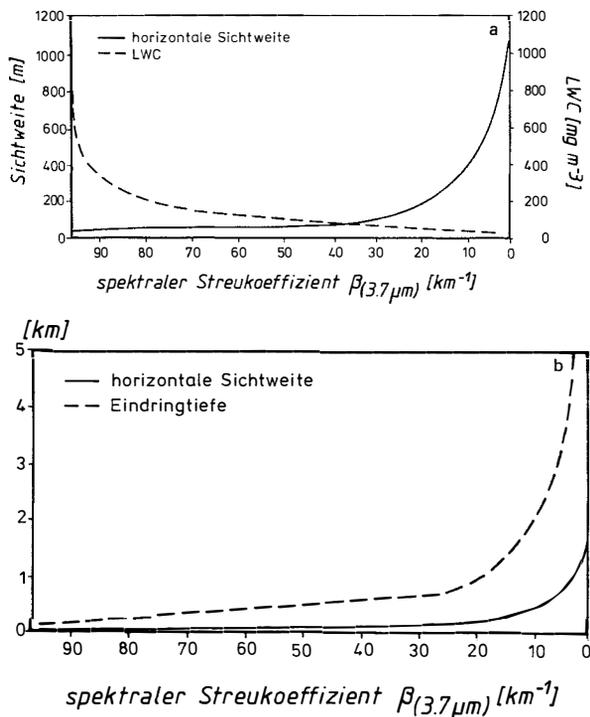


Abb. 10: (a) Beziehung von horizontaler Sichtweite und Flüssigwassergehalt (LWC) im Nebel zum spektralen Streukoeffizienten im Bereich $3,7 \mu\text{m}$
 (b) Beziehung von horizontaler Sichtweite und Eindringtiefe im Nebel zum spektralen Streukoeffizienten im Bereich $3,7 \mu\text{m}$. Berechnungen nach PINNICK et al. 1979
 (a) Horizontal visibility (spectral band $3.7 \mu\text{m}$) in the fog layer and its relation to the liquid water content
 (b) Correlation between horizontal visibility, depth of penetration and spectral diffusion ($3.7 \mu\text{m}$)

11-Daten mit annähernd konstanter Sonnenhöhe in die Berechnung eingingen (Mittagsüberflüge). Daten von NOAA-10 (Morgenüberflüge) blieben wegen des starken Beleuchtungsgradienten und einer hohen Rauschintensität in Kanal 3 unberücksichtigt. Die in Abb. 10 dargestellten, nichtlinearen Funktionen zwischen Sichtweite, LWC und Reflexion ($\beta_{3.7}$) ließen sich am besten über eine quadratische Regression ($r^2 = 0.83$) zwischen gemessener horizontaler Sichtweite und Reflexion im Kanal 3 (T_4 - T_3 Wert) annähern. Bei einem Gesamtkollektiv von 92 Datenpunkten, die in die Berechnung der Regressionsgleichung eingingen, trat ein mittlerer Sichtweitfehler von 84 Metern auf. Die Überprüfung der Gleichung mit einem weiteren, vom Modell unabhängigen Datensatz ($n = 31$) ergab, daß in 73% aller Fälle die Abweichung zwischen beobachteter und berech-

neteter Sichtweite kleiner als 200 m war. Hierbei ist zu bedenken, daß die Bodendaten lediglich in 100 m Intervallen vorlagen, so daß eine Abweichung zwischen berechneter und beobachteter Sichtweite < 100 m nicht unbedingt als Fehler zu bezeichnen ist. Über die abgeleitete Regressionsgleichung konnten im weiteren alle nebelbedeckten Bildpunkte der T_4 - T_3 -Bilder (NOAA 11) in horizontale Sichtweiten umgerechnet und zu verschiedenen Häufigkeitskarten verarbeitet werden (s. Beilage VI).

Die Ableitung der zur Abschätzung der Deposition, aber auch in klimatologischer Hinsicht besonders wichtigen Frage der LWC-Verteilung im Nebel ist mit Hilfe dieser berechneten Sichtweitekarten möglich. Aufgrund des engen Zusammenhangs von spektraler Sichtweite und Flüssigwassergehalt wird die Flüssigwasserkonzentration im Nebel unter der Voraussetzung eines konstanten mittleren Tropfenradius (ARENDS et al. 1991) mit Hilfe der Gleichung für die Normsichtweite (MASON 1971) für jedes nebelbedeckte Bildelement aus der zugehörigen Sichtweiteninformation berechnet:

$$\text{LWC} = 2.608 \text{ r/VIS}$$

wobei: LWC: Flüssigwasserkonzentration [mg m^{-3}]
 VIS : horizontale Sichtweite [km]
 r : mittlerer Tropfenradius [μm]

Vergleiche mit den während der EUROTRAC Feldkampagne (10. 11. 1989–16. 11. 1989) in situ gemessenen LWC-Werten ergaben in den zwei verfügbaren Fällen (12. 11. u. 13. 11. 1989) erstaunlich gute Übereinstimmungen von gemessenem und berechnetem Wert im 1.5 und 25 m-Niveau ($\pm 25 \text{ mg m}^{-3}$). Die Übereinstimmung von berechnetem und gemessenem LWC-Wert war in beiden Fällen im 25 m Niveau besser als im 1.5 m Niveau. Dies verdeutlicht, daß der berechnete LWC und somit auch die berechnete Sichtweite für die turbulente bodennahe Schicht gerade am Mittag etwas unterschätzt wird. Aus Einzelkarten der Flüssigwasserkonzentration konnten wiederum verschiedene Häufigkeitskarten hergeleitet werden; interessant ist dabei das Auftreten besonders großer LWC-Werte $> 300 \text{ mg m}^{-3}$ (s. Beilage VI).

Der Gesamtflüssigwassergehalt einer Luftsäule über einem Bildelement von $1 \times 1 \text{ km}^2$ Größe berechnet sich dann aus dem LWC-Wert:

$$\text{LWC}_{\text{pix}} = \text{LWC Vol}_{\text{pix}}$$

wobei: LWC_{pix} : Flüssigwassergehalt pro Pixel [$\text{m}^3 \text{H}_2\text{O}$]
 LWC : Flüssigwasserkonzentration [$\text{m}^3 \text{H}_2\text{O m}^{-3}$ Luft]
 Vol_{pix} : Vol. der Nebelluft pro Pixel [m^3 Luft]

Die so errechnete Karte dient nun zur Abschätzung der Gefährdungsstufe durch feuchte Deposition. Sie vereint die Information über Volumen und LWC-Wert pro Bildelement der Nebelluft; zusätzlich muß nur noch die Nebelhäufigkeit für das jeweilige Pixel berücksichtigt werden. Aus den beiden Grundkarten berechnet sich dann ein Index der potentiellen Immissionsgefährdung in 5 Stufen nach folgender Gleichung:

$$IpI = (LWC_{pix} \cdot H)$$

wobei:

H : Nebelhäufigkeit [%]
 LWC_{pix}: Flüssigwassergehalt pro Pixel [m³ H₂O]
 IpI : Index der potentiellen Immissionsgefährdung

Eine Karte der mittleren potentiellen Gefährdung durch feuchte Deposition für die Poebene zeigt die Beilage VI.

4.3 Anwendungsmöglichkeiten

Die vorgestellten Verfahren sind erste Ansätze, lufthygienisch relevante Parameter aus Satellitendaten abzuleiten. Die gewonnenen Ergebnisse können aber auch in anderen Bereichen der Raumplanung, so zum Beispiel im Verkehrsbereich eingesetzt werden.

Besonders im nordalpinen Bereich ist der an den Berghängen stockende Wald in weitaus stärkerem Maße durch Immissionseinträge gefährdet, als dies für andere Waldstandorte gilt. Die Karte der Nebelrandhäufigkeit (Beilage VI) zeigt für das Schweizer Mittelland, daß die Gebiete zwischen 750 und 850 m, sowie 1100–1400 m NN besonders gefährdet sind, wobei räumlich die nordalpinen Talachsen (Rhein, Innerschweiz, Aaretal) sowie der Jurasüdfuß zusätzlich hervorzuheben sind. Anwendungen sind daher im Bereich der Waldschadensforschung denkbar, wo vor allem in Zusammenarbeit mit den Forstbehörden im Höhenintervall der großen Nebelrandhäufigkeiten der Zusammenhang von Nebeldeposition, abrupter Temperaturänderung und Baumschäden untersucht werden sollte.

Die Häufigkeit der Sichtweiten <200 m ist in erster Linie für Belange der Verkehrsplanung interessant. Für die Poebene (Beilage VI) zeigt sich, daß die Nord-Süd verlaufenden Fernstraßen und die Autobahntangente am Fuß der Apennin-Nordabdachung im westlichen und zentralen Teil der Poebene von schlechten Sichtweiten betroffen sind. Eine weitere Verfeinerung sowie Ausdehnung des Verfahrens auf

Morgenüberflüge könnte den Einsatz von Satellitenbildern im Verkehrswarndienst interessant werden lassen. Dazu muß das Problem der morgendlichen Beleuchtungsgradienten für den Kanal 3 gelöst werden (BENDIX u. BACHMANN 1991) sowie ein weitgehend rauschfreies Bildsignal garantiert sein. Als Basis für die Berechnung des Flüssigwassergehalts beinhalten die vorliegenden Sichtweitekarten allerdings eine wichtige Kenngröße für lufthygienische Fragestellungen.

Die Häufigkeitskarte der besonders hohen Flüssigwasserkonzentrationen >300 mg m⁻³ Luft (Beilage VI) ist gerade für Fragen der Deposition aufgrund des oben beschriebenen Zusammenhangs zwischen LWC, Tropfenspektrum und *feuchter Deposition* von besonderer Bedeutung. Am westlichen Apenninrand, am Alpenrand zwischen Comer See und Gardasee, sowie nördlich der Paßhöhen zum Golf von Genua treten diese hohen Konzentrationen gehäuft auf. Die Gebiete im Bereich der Gebirgshänge koinzidieren dabei mit den winterlichen Kaltluftzentren (GIULIACCI 1985) mit gut ausgebildeter Inversion; und erneut wird die Nähe des Golfs von Genua als Feuchtigkeitslieferant (z. B. über den Passo dei Giovi) für die Nebelbildung in der westlichen und zentralen Poebene deutlich: Besonders bei Westlagen wird die Bildung von dichtem bis sehr dichtem, nässendem Nebel mit hoher Persistenz, der lufthygienisch besonders problematisch ist, stark gefördert.

Die Synthese von berechneter Nebelhäufigkeit, Inversionshöhe, Nebelvolumen und Flüssigwassergehalt zur Karte der potentiellen Immissionsgefährdung durch *feuchte Deposition* weist auf die Möglichkeiten hin, die eine satellitengestützte Untersuchung zur Lufthygiene bietet. Die berechnete Karte (Beilage VI) zeigt die im Mittel durch *feuchte Deposition* besonders gefährdeten Bereiche, wenn man unter der Annahme räumlich homogener Schadstoffkonzentrationen die Depositionskriterien Nebelpersistenz, Volumen der Nebelluft und die letztlich vom LWC abhängige Fallgeschwindigkeit der Nebeltropfen zugrunde legt. Besonders gefährdet sind in der Poebene demnach der zentrale Trog im Westen, der Apenninrand sowie die Flußauen der in den Alpen entspringenden Flüsse. Das ist besonders bedenklich, da in diesen zentralen Bereichen Industrie (Erdölverarbeitung, Eisenverhüttung), Straßenverkehr und Hausbrand räumlich konzentriert sind. Nur der Raum um Novi Ligure mit seinem hohen Gefährdungspotential weist eine relativ geringe Dichte von Emittenten auf. Hier kann die Raumplanung einsetzen und die lufthygienischen Verhältnisse in ihren Planungsrahmen einbeziehen.

5 *Schlussfolgerungen und Ausblick*

Die vorgestellten Ergebnisse sind als ein erster, unseres Erachtens tauglicher Schritt zur Integration operationeller Satellitendaten in Untersuchungen der atmosphärischen Grundschicht zu werten. Künftige Forschungsanstrengungen müssen in verschiedenen Bereichen ansetzen:

1. Im Bereich der Sensortechnik sind Spektralbereiche zu definieren, die gezielter auf die zu untersuchenden Phänomene ausgerichtet sind.

2. Im Bereich der Datenverarbeitung und Bildklassifikation sind verstärkt Strukturparameter als differenzierende Merkmale einzubeziehen.

3. Klimatologische Studien und Prozeßanalysen sind auf die Bearbeitung großer Datensätze und Zeitreihen angewiesen, künftig nicht nur rückwirkend, sondern auch in Echtzeit: Die Frage der Archivierung der Daten, des benutzerfreundlichen Zugriffs auch für die universitäre Forschung ist für die Nutzung des mit enormem Aufwand gewonnenen Datenmaterials von grundlegender Bedeutung. Für den wichtigen Bereich der langfristigen Umweltbeobachtung ist der Zugriff auf Zeitreihen unverzichtbar.

4. Die Modellierung der Grundschichtdynamik ist ein etablierter Bereich der meteorologischen Forschung. Der Einbezug von Fernerkundungsdaten könnte die Effizienz und Genauigkeit der Modellaussagen voraussichtlich steigern.

5. An Fallstudien, basierend auf einem Verbund unterschiedlichster Beobachtungs- und Verfahrensmethoden, müßten Fragen der lufthygienischen Belastung und deren ökologische Folgen weiter untersucht und die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf andere Gebirgsräume überprüft werden.

Danksagung

Die Forschungsarbeiten wurden gefördert durch Beiträge des Schweizerischen Nationalfonds (Projekt-Nr. 20-27932.89) und der Flughafen Frankfurt Main Stiftung. An den Druckkosten der Kartenbeilage beteiligte sich die Stiftung Marchese Francesco Medici del Vascello, Bern. Wesentliche Unterstützung bei der Diskussion wissenschaftlicher Aspekte und bei der Datenbeschaffung erfuhren wir durch Prof. Dr. H. Wanner und Dr. M. Baumgartner (Universität Bern). Allen sei an dieser Stelle gedankt.

Literatur

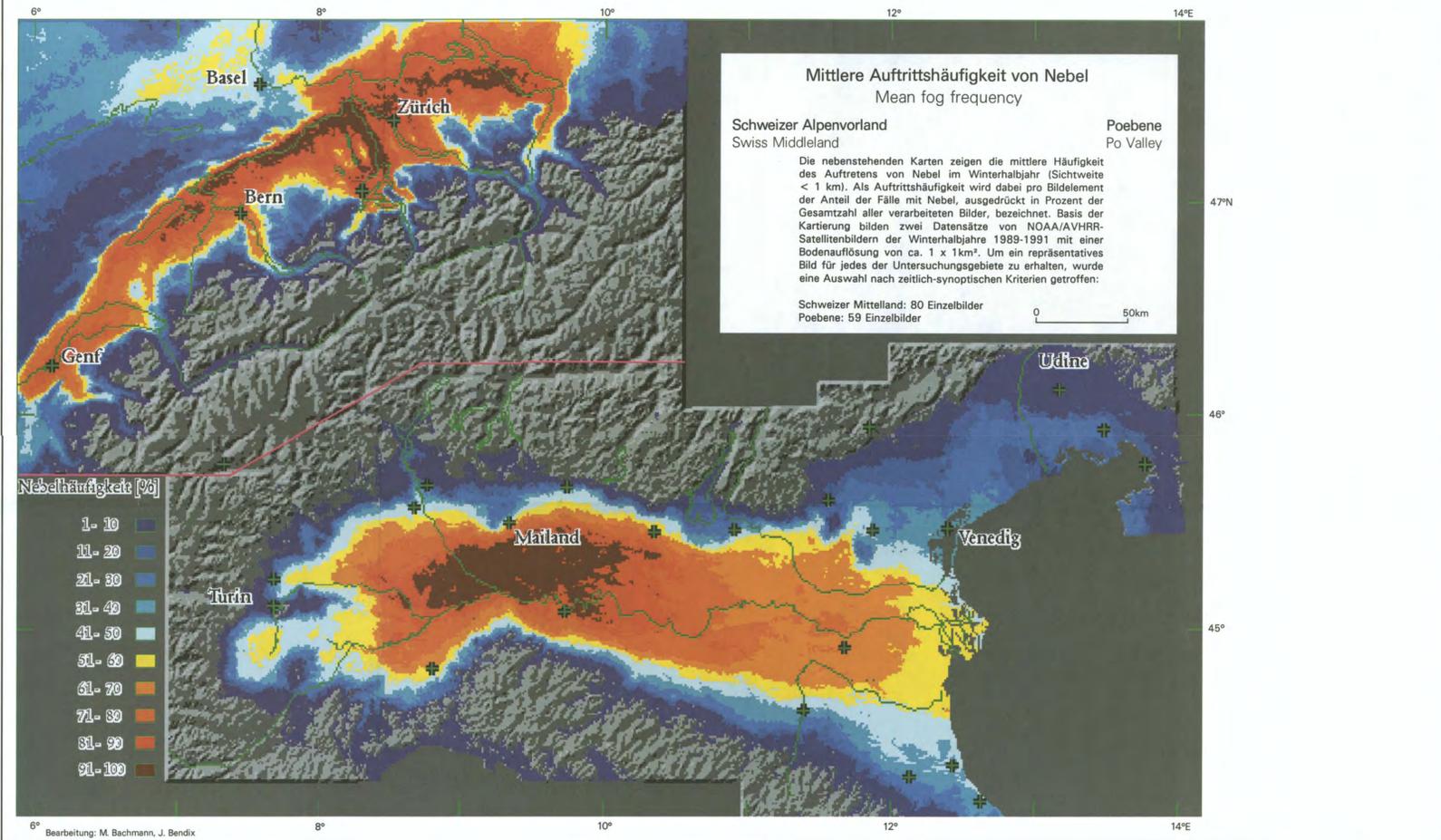
- ARENDS, B. G. et al.: Chemical and physical measurements in fog and clouds. In: EUROTRAC Annual Report 1990. Garmisch Partenkirchen 1991, S. 11-15.
- ARNOLD, A.: Auswirkung der Luftschadstoffe auf Kulturgüter. Informationstagung der schweizerischen Vereinigung für Atomenergie 14./15. 5. 1984.
- BARRY, R. G.: Mountain Weather and Climate. London 1981. 2nd ed. London-New York 1992.
- BENDIX, J. u. BACHMANN, M.: Operational detection of fog in the Alpine region by means of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery of NOAA-Satellites. In: Proc. 5th AVHRR Data Users' Meeting, Tromsø, Norway 25-28 June 1991. Tromsø 1991, S. 307-312.
- BOUET, M.: Climat et météorologie de la Suisse romande. Lausanne 1972.
- CAPREZ, G. et al.: Wald und Luft. Eine kritische Untersuchung über die Zusammenhänge zwischen Waldsterben und Luftverschmutzung. Bern 1987.
- DÜTSCH, H. U.: CLIMOD: Thematik und Feldexperiment. In: Jb. Schweiz. Naturf. Ges. 1983, S. 52-65.
- ENDLICHER, W. u. GOSSMANN, H. (Hrsg.): Fernerkundung und Raumanalyse. Klimatologische und landschaftsökologische Auswertung von Fernerkundungsdaten. Karlsruhe 1986.
- EYRE, J. R., BROWNSCOMBE, J. L. u. ALLAM, R. J.: Detection of fog at night using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery. In: Met. Mag. 113, 1984, S. 266-271.
- FLÜCKIGER, K.: Operationelle Nebelkartierung mit digitalen NOAA/AVHRR-Daten. Diplomarbeit am Geogr. Inst. d. Univ. Bern. Bern 1990 (unveröffentlicht).
- FLOHN, H.: Contributions to a comparative meteorology of mountain areas. In: Ives, J. D. u. BARRY, R. G. (Eds.): Arctic and Alpine Environments. London 1974, S. 55-71.
- FUZZI, S. u. ORSI, G.: Radiation fog liquid water acidity at a field station in the Po Valley. In: J. Aerosol Sci. 14, 2, 1983, S. 135-138.
- FUZZI, S. et al.: Wet deposition due to fog in the Po Valley, Italy. In: J. Atmosph. Chem. 3, 1985, S. 289-296.
- : Heterogeneous processes in the Po Valley radiation fog. In: J. Geoph. Res. 93, D9, 1988, S. 11141-11151.
- FURGER, M. u. WANNER, H.: The Bise - Climatology of a regional wind north of the Alps. In: Meteorology and Atmospheric Physics 43, 1990, S. 105-115.
- GIULIACCI, M.: Climatologia statica e dinamica della Valpadana. Milano 1985.
- HEEB, M.: Die Analyse von Strömungen im Nebel mit Satellitendaten. Dissertation Geogr. Inst. d. Univ. Bern. Bern 1989.
- JOOS, F. u. BALTENSPERGER, U.: A field study on chemistry, S(IV) oxidation rates and vertical transport during fog conditions. In: Atmos. Environ. 25A, 2, 1991, S. 217-230.

- LAMMEL, G. u. METZIG, G.: Die Säurebildung im Nebel- und Wolkenwasser. Arbeitsgem. d. Großforschungseinrichtungen: Wechselwirkung Atmosphäre-Biosphäre. 1989.
- LAUER, W. (Hrsg.): Natur und Mensch in Ökosystemen tropischer Hochgebirge. Erdwiss. Forschung. Akad. Wissensch. u. Literatur, Mainz, Bd. XVIII. Stuttgart 1984.
- LILJEQUIST, G. H.: Allgemeine Meteorologie. Braunschweig.
- LÖBEL, J.: Nasse Deposition. In: VDI-Kommission Reinhaltung der Luft (Hrsg.): Nasse Deposition. Berlin et al. 1988, S. 261-273.
- MASON, B. J.: The physics of clouds. Oxford 1971.
- NEJEDLY, G.: Wettersatellitendaten in der Geländeklimatologie. Dissertation Geogr. Inst. d. Univ. Bern. Bern 1986.
- PINNA, M.: L'Inquinamento atmosferico in Italia. In: Bol. Soc. Geogr. Ital. Ser. XI, Vol. V, 1988, S. 33-33.
- PINNICK, R. G. et al.: Verification of a linear relation between IR extinction, absorption and liquid water content of fog. In: Journal of Atmospheric Sciences 36, 1979, S. 1577-1586.
- SCHACHER, F.: Nebelkarte der Schweiz. Diplomarbeit am Geogr. Inst. d. Univ. Zürich. Zürich 1974 (unveröffentlicht).
- SCHÜPBACH, E. u. JUTZI, W.: Immission und Deposition. In: SCHÜPBACH, E. u. WANNER, H. (Hrsg.): Luftschadstoffe und Lufthaushalt der Schweiz. Zürich 1991, S. 37-42.
- SCHÜPBACH, E. u. WANNER, H. (Hrsg.): Luftschadstoffe und Lufthaushalt in der Schweiz. Zürich 1991.
- SCHUBIGER, F., DE MORSIER, G. u. DAVIES, H. C.: Numerical studies of mesoscale motion in a mixed layer over the northern alpine foreland. In: Boundary Layer Meteorology 41, 1987, S. 109-121.
- STONE, P. B. (Ed.): The State of the World's Mountains. A global report. London 1992.
- TICHY, F.: Italien. Wissenschaftliche Länderkunde 24, Darmstadt 1985.
- TROLL, C.: Über das Wesen der Hochgebirgsnatur. In: Jb. Dt. Alpenverein, Bd. 80, 1955, S. 142-157.
- TROXLER, F. X. u. WANNER, H.: Nebel. In: FURGER, M. et al.: Zur Durchlüftung der Täler und Vorlandsenken der Schweiz. Geographica Bernensia, P20. Bern 1989, S. 131-150.
- UNGEWITTER, G.: Zur Vorhersage von Nebelbrüchen im Alpenvorland. Theoretische Überlegungen und praktische Anwendungen zur thermischen Zirkulation zwischen einem Nebelgebiet und seiner Umgebung. In: Meteorologische Rundschau 37, 1984, S. 138-145.
- WANNER, H.: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen. Geographica Bernensia G7. Bern 1979.
- WANNER, H. u. KUNZ, S.: Klimatologie der Nebel- und Kaltluftkörper im Schweizerischen Alpenvorland mit Hilfe von Wettersatellitenbildern. In: Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B. 33, 1983, S. 31-56.
- WHITEMAN, D. C.: Breakup of Temperature Inversions in Deep Mountain Valley. Part I: Observations, Part II: Thermodynamic Model. In: Journal of Applied Meteorology 21, 1982, S. 270-302.
- WINIGER, M.: Klimatische Aspekte des Kernkraftwerksbaus (Studie CLIMOD). Das Gebiet des Ober- und Hochrheins. In: Geographische Rundschau 34, 5, 1982, S. 218-227.
- : Der Luftmassenaustausch zwischen rand-alpinen Becken am Beispiel von Aare-, Rhein- und Saône - Eine Auswertung von Wettersatellitenbildern. In: ENDLICHER, W. u. GOSSMANN, H. (Hrsg.): Fernerkundung und Raumanalyse. Klimatologische und landschafts-ökologische Auswertung von Fernerkundungsdaten. Karlsruhe 1986, S. 43-61.
- WINIGER, M., NEJEDLY, G. u. SCHWAB, Z.: Satellitendaten in der Geländeklimatologie - Resultate des Projektes HCMM. In: Geographica Helvetica 4, 1982, S. 199-207.
- WINIGER, M. et al.: Regional boundary layer airflow patterns derived from digital NOAA/AVHRR data. In: International Journal of Remote Sensing 10, 4/5, 1989, S. 731-741.

NEBEL IM ALPENRAUM Eine Studie auf der Basis digitaler Wettersatellitendaten

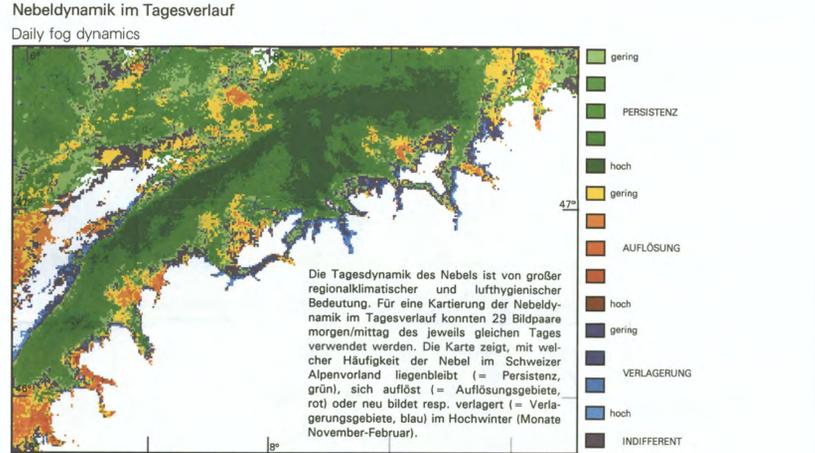
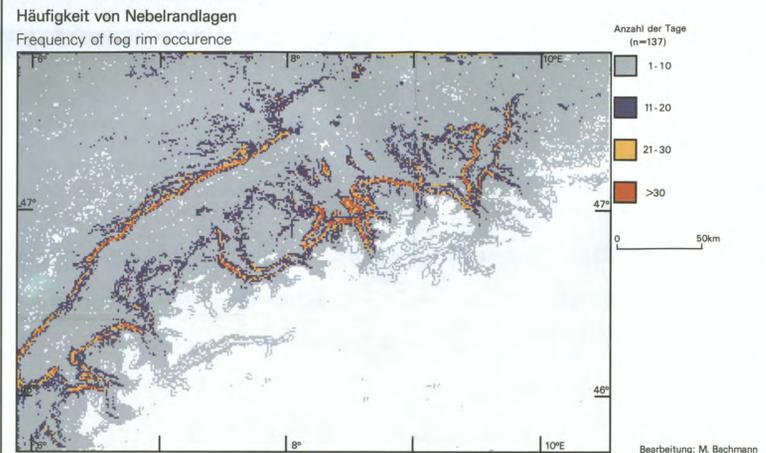
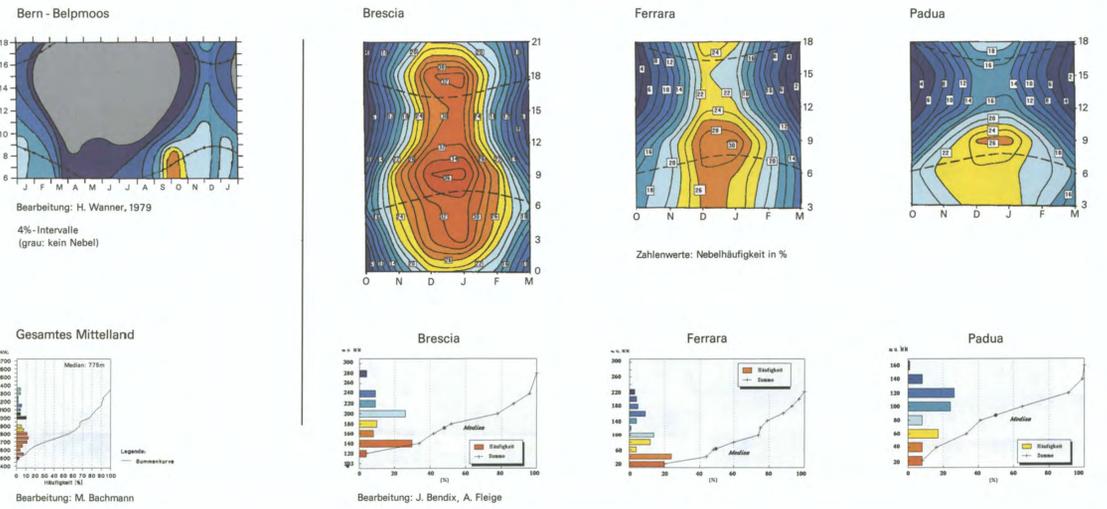
FOG IN THE ALPINE REGION A study based on digital satellite data

Beilage VI zu ERDKUNDE 46,4a Beitrag
Wünger / Bachmann / Bendix



Jahres- und tageszeitliche Verteilung, Höhenverteilung

Seasonal and daily fog distribution, frequency of fog altitude

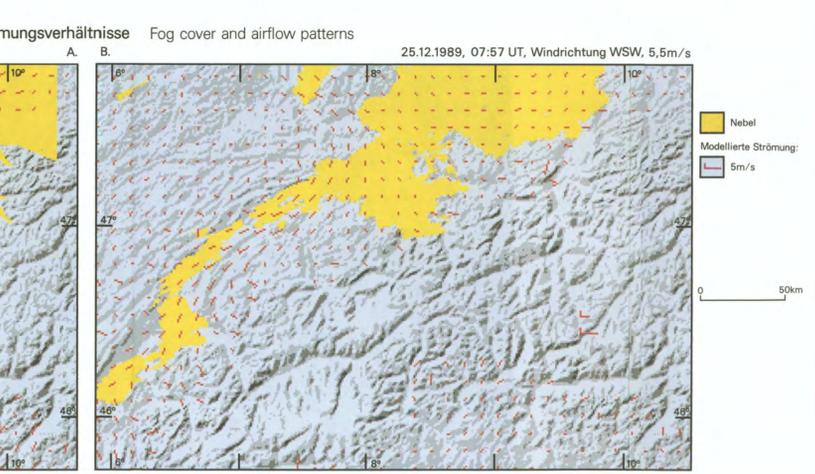


Der Nebelrand stellt die Kontaktzone des Nebels mit dem Gelände dar. Da der Nebel insbesondere bei länger andauernden Perioden mit Luftschadstoffen reich befrachtet sein kann, liefert die Häufigkeit von Nebelrandlagen einen Hinweis auf eine potentielle Beeinträchtigung und Schädigung der entsprechenden Gebiete.

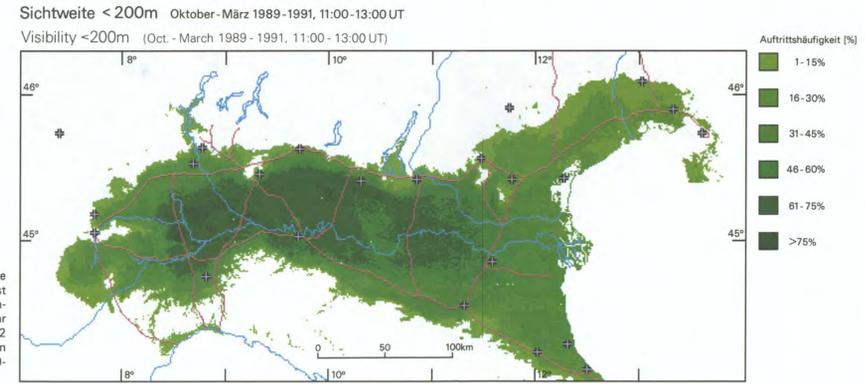
Im Schweizer Alpenvorland gibt es einen deutlichen Zusammenhang zwischen den synoptisch induzierten Strömungsverhältnissen in der Grundschicht und der Ausdehnung bzw. Höhenlage der Nebeldecke:

A: Bei einer östlichen Strömung ergibt sich aufgrund der Konvergenz von Jura und Alpen in Richtung Westen eine Kanalisierung sowie Erhöhung mechanischer Turbulenz, die zu einer hochliegenden Nebeldecke mit entsprechender Flächenausdehnung führen.

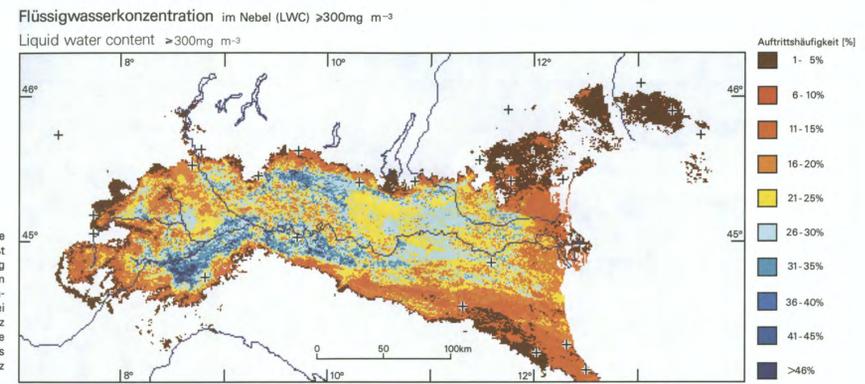
B: Bei einer westlichen Strömung wird das Ausfließen der Kaltluft in Richtung Bodensee und Hochrhein verstärkt, die Nebeldecke liegt tief und bedeckt nur geringe Teile des Mittellandes.



Nebel liegt nach WMO-Definition dann vor, wenn die horizontale Sichtweite ≤ 1 km beträgt. Aber erst Sichtweiten ≤ 200 m gefährden den Verkehr nachhaltig; man spricht dann von "dichtem oder sehr dichtem" Nebel. Die vorliegende Karte wurde aus 42 Temperaturdifferenzbildern (T_4-T_3) des Satelliten NOAA 11 für den Zeitraum Oktober bis März 1989-1991, 11:00-13:00 UT berechnet.



Die Flüssigwasserkonzentration (LWC) ist eine zentrale Kenngröße des Phänomens Nebel. Sie beeinflusst neben Sichtweite und Nebelpersistenz die Verdünnung und Deposition von Luftschadstoffen, die im Nebelwasser gelöst sind. Flüssigwasserkonzentrationen ≥ 300 mg m⁻³ finden sich in der Regel nur bei sehr dichtem Nebel und sind ein klimatologisches Indiz für niedrige Temperaturen und hohe Luftfeuchte. Die vorliegende Karte wurde aus 42 Sichtweitemapen des Satelliten NOAA 11 für den Zeitraum Oktober bis März 1989-1991, 11:00-13:00 UT berechnet.



Die feuchte Deposition aus dem Nebelwasser wird neben der Schadstoffemission von der Nebelmächtigkeit, dem Flüssigwassergehalt (Tropfenspektrum) und dem Bodenvindfeld bestimmt. Bei den häufig extrem wind-schwachen Nebellagen ist die Deposition unter der Voraussetzung übereinstimmender Schadstoffkonzentration direkt von der Fallgeschwindigkeit der Tropfen und somit dem Tropfenspektrum (Flüssigwassergehalt) sowie dem Volumen der Nebelluft abhängig. Die vorliegende Karte wurde aus den Nebelhäufigkeiten und dem mittleren Flüssigwassergehalt pro Pixel berechnet. Sie zeigt die potentielle Immissionsgefährdung für nasse Deposition nach den oben aufgeführten Kriterien.

