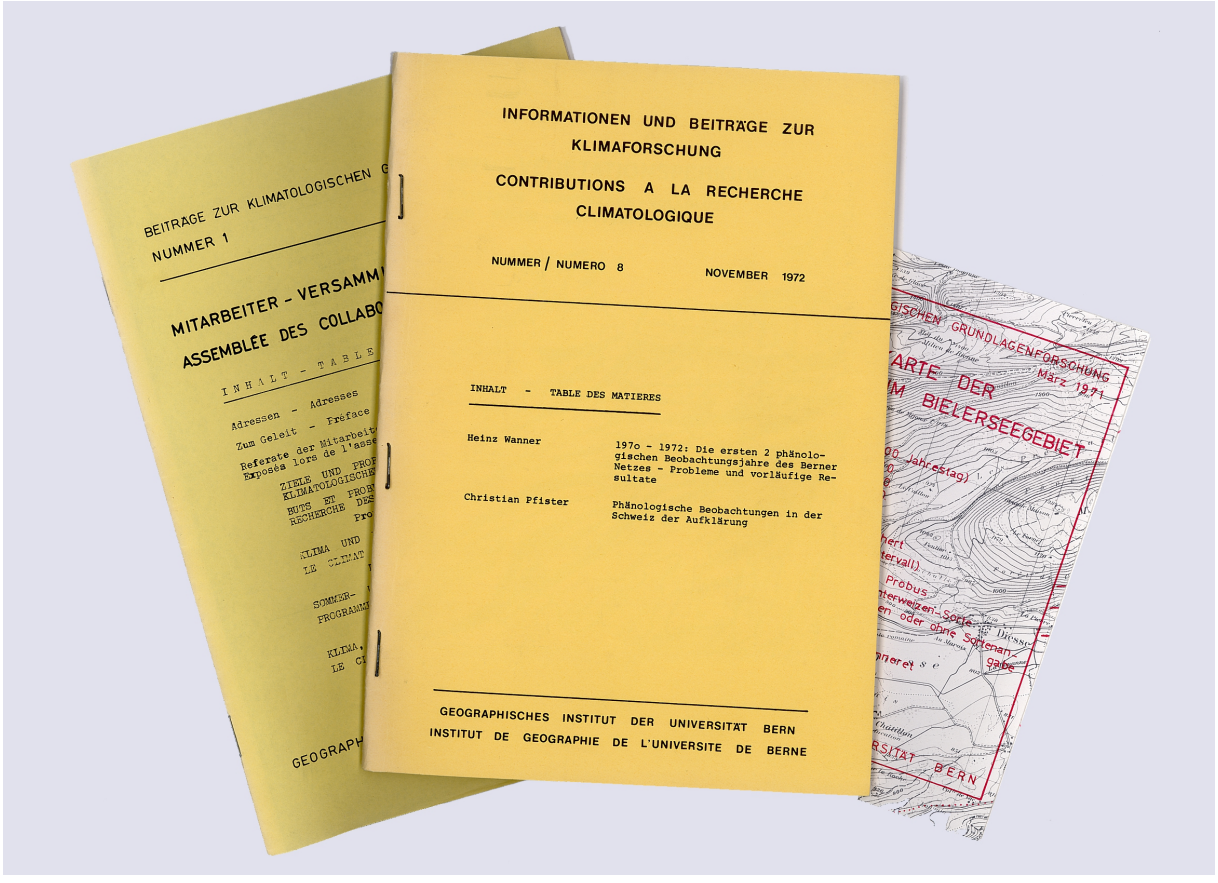
GEOGRAPHICA
BERNENSIA

G95/18

Informationen und Beiträge zur Klimaforschung
Contributions à la recherche climatologique

Das Projekt «Durchlüftungskarte der Schweiz» – Methodik und erste Ergebnisse

Heinz Wanner



Geographisches Institut der Universität Bern
Institut de géographie de l'Université de Berne

GEOGRAPHICA BERNENSIA

Herausgeber:

Dozentinnen und Dozenten des Geographischen Instituts der Universität Bern

Reihen:

Reihe	A	African Studies
Reihe	B	Berichte über Exkursionen, Studienlager und Seminarveranstaltungen
Reihe	E	Berichte zu Entwicklung und Umwelt
Reihe	**G**	**Grundlagenforschung**
Reihe	P	Geographie für die Praxis
Reihe	S	Geographie für die Schule
Reihe	U	Skripten für den Unterricht

G95

WANNER, Heinz
Informationen und Beiträge zur Klimaforschung / Contributions à la recherche climatologique
Das Projekt «Durchlüftungskarte der Schweiz» – Methodik und erste Ergebnisse
Geographisches Institut der Universität Bern 1983 / Institut de géographie de l'Université de Berne 1983
Print Version: Nummer 18 (vergriffen) / Version imprimée: Numéro 18 (épuisé)

WANNER, Heinz
Informationen und Beiträge zur Klimaforschung / Contributions à la recherche climatologique
Das Projekt «Durchlüftungskarte der Schweiz» – Methodik und erste Ergebnisse
Geographica Bernensia 2019
Online Version: G95/18 doi: 10.4480/GB2019.G95.18.

© 2019 GEOGRAPHICA BERNENSIA

Creative Commons Licences

Informationen und Beiträge zur Klimaforschung

Contributions à la recherche climatologique

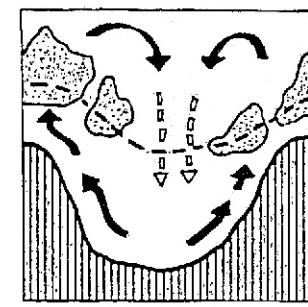
NUMMER 18 SEPTEMBER 1983

INHALT

DAS PROJEKT "DURCHLÜFTUNGSKARTE DER SCHWEIZ" - METHODIK UND ERSTE ERGEBNISSE (HEINZ WANNER)

Universität Bern
Geographisches Institut

Université de Berne
Institut de Géographie



INFORMATIONEN UND BEITRAEGE ZUR KLIMAFORSCHUNG

CONTRIBUTIONS A LA RECHERCHE CLIMATOLOGIQUE

HERAUSGEGEBEN VOM GEOGRAPHISCHEN INSTITUT DER UNIVERSITÄT BERN (ANGEWANDTE KLIMATOLOGIE)

EDITÉ PAR L'INSTITUT DE GÉOGRAPHIE DE L'UNIVERSITÉ DE BERNE (CLIMATOLOGIE APPLIQUÉE)

TEXT / TEXTE: HEINZ WANNER

ZUSAMMENSTELLUNG / RÉDACTION: DORI FLORIN / HEINZ WANNER

BERN 1983

©

Geographisches Institut
der Universität Bern
Angewandte Klimatologie
Hallerstrasse 12
3012 Bern

VORWORT

Das Bulletin "Informationen und Beiträge zur Klimaforschung" wird nach längerem Unterbruch in neuer Form herausgegeben. Dabei wird mit der bisherigen Numerierung fortgefahren. An der Idee der Herausgabe hat sich nichts geändert. Die Schrift verfolgt nach wie vor die folgenden Ziele:

1. Abdruck von Arbeitsberichten, welche weder von der Form noch vom Umfang her in internationalen Fachzeitschriften erscheinen werden.
2. Information von Mitarbeitern, Klimabeobachtern, Kollegen und Freunden innerhalb und ausserhalb des Geographischen Instituts.

Da sich der Inhalt nach dem Angebot ausrichtet, werden wir auch in Zukunft darauf verzichten, einen festen Rhythmus einzuhalten. Das Redaktionsteam dankt Ihnen herzlich für Anregungen und Beiträge.

Bern, im September 1983 Heinz Wanner

INHALTSVERZEICHNIS - TABLE DES MATIERES

Das Projekt "Durchlüftungskarte der Schweiz" - Methodik und erste Ergebnisse (Heinz Wanner)

Zusammenfassung 7
Résumé 7
Summary 8

1. Einleitung und Ziele 9
2. Methodik 11
3. Definitionen und Arbeitskonzept 15
4. Erste Resultate 23
   4.1. Vorläufige Abgrenzung der Untersuchungsregionen 26
   4.2. Horizontalwindfeld 26
   4.3. Vertikaltemperaturschichtung 31
   4.4. Nebel 44
   4.5. Geländeparameter (topographische Modelle) 48
   4.6. Mathematische und physikalische Modelle 50
   4.7. Erster Entwurf einer Durchlüftungskarte 54
5. Schlussfolgerungen 63
6. Verdankungen 63
7. Literatur 64

Anhang
Verzeichnis der Mitglieder der Arbeitsgruppe "Durchlüftungskarte der Schweiz"

DAS PROJEKT "DURCHLUEFTUNGSKARTE DER SCHWEIZ" - METHODIK UND ERSTE ERGEBNISSE*

Heinz Wanner

Zusammenfassung

Für die bewohnten Gebiete der Schweiz sollen wetterlagenbezogene Durchlüftungskarten im Massstab 1 : 300 000 hergestellt werden. Diese Karten werden einen räumlichen Ueberblick über die für den Austausch wichtigen Parameter Horizontalwindfeld, Vertikaltemperaturschichtung und "Schönwetternebel" liefern. Da die Dichte der konventionellen Messdaten (Sondierungen, Stationsmessungen) in den meisten Fällen für eine flächenhafte Darstellung nicht ausreicht, werden zusätzliche Informationen aller Art in die Untersuchung einbezogen:
Genauere Aussage über das bodennahe Horizontalwindfeld sollen anhand der Beobachtungen von über 1000 freiwilligen Mitarbeitern gemacht werden, welche während September und Oktober 1981 täglich mehrmals mit indirekten Methoden (z. B. Rauchkaminbeobachtung, Exposition von Stoffstreifen) diesen Wind schätzten. Für die Analyse der Temperaturschichtung werden neben Sondierungen und Stationsmessungen auch Messfahrten, indirekte Beobachtungen (Kaltluftobergrenzen und Kaltluftabflussrinnen), Zeitrafferfilme und IR-Satellitendaten in die Untersuchung einbezogen. Für die Bestimmung der flächenhaften Ausdehnung und der Häufigkeit der bei austauscharmen Wetterlagen auftretenden Boden- oder Hochnebel werden neben Beobachtungen von Sondernetzen auch Satellitenbilder eingesetzt.
Erste Auswertungsbeispiele geben einen Einblick sowohl in die Methodik als auch in die Durchlüftungsverhältnisse der Testgebiete Bern - Thun und Biel - Seeland.

Résumé

Des cartes de ventilation des régions habitées de Suisse à l'échelle 1 : 300 000 vont être établies pour les principaux types de temps. Ces cartes donneront un aperçu spatial des paramètres importants pour la dispersion des polluants, à savoir le champ du vent horizontal, la stratification verticale des températures et la répartition des brouillards par situation anticyclonique. Dans la plupart des cas, la densité des données conventionnelles (sondages aérologiques, stations climatologiques) ne suffit pas à une représentation spatiale, et diverses informations complémentaires devront donc être intégrées à l'étude:
En septembre et octobre 1981, plus de mille collaborateurs bénévoles ont observé les vents par des méthodes indirectes (observation de panaches de fumée, exposition de banderoles d'étoffe etc.). Ces observations devraient fournir des indications plus précises sur le

* Die Arbeit wird unterstützt durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

champ du vent horizontal. Pour l'analyse de la stratification verticale des températures, des mesures mobiles, des observations indirectes (limite supérieure de la couche d'air froid, écoulements d'air froid), des films en image par image et des données de satellites seront utilisées en complément des sondages aérologiques et des mesures ponctuelles aux stations. Pour la détermination de l'extension spatiale et de la fréquence du brouillard lors de situation anticycloniques, on a complété les observations des réseaux spéciaux par des cartes dressées sur la base d'images de satellites.

Les premiers exemples d'analyse donnent un aperçu des méthodes ainsi que des conditions de ventilation dans les deux régions-test: vallée d'l'Aar entre Thoune et Berne et région Biennoise.

Summary

Weather type dependent ventilation maps (scale of 1 : 300 000) are to be prepared for all localities in Switzerland. These maps will represent the important factors of dispersion climate, for example, horizontal wind direction and speed, temperature stratification, and radiation fog. Because of the insufficient density of conventional data (soundings and station measurements), additional data and information will be used:
An exact analysis of the atmospheric boundary layer wind systems will be realized with the aid of more than 1000 voluntary collaborators. They observed wind direction and wind speed during September and October 1981 by means of indirect methods such as observation of smoke plumes and orientation of cloth strips. Apart from conventional measurement methods (sounding and station measurements) IR satellite data, time lapse movies, and observation of cold air lakes and cold air drainage is used to estimate temperature stratification. The dimension and frequency of anticyclonic fog is determined with the help of observers and also by using satellite pictures. A brief description of first results explains the methods and also the ventilation properties of two test areas (Bern - Thun, Biel - Seeland).

Abkürzungen

GIUB	Geographisches Institut der Universität Bern
HCMM	Heat Capacity Mapping Mission (erdumlaufender Forschungssatellit)
IENER	Institut d'économie et aménagements énergétiques (EPF Lausanne)
PBL	Planetary Boundary Layer (Grenzschicht der Atmosphäre)
SMA	Schweizerische Meteorologische Anstalt

1. EINLEITUNG UND ZIELE

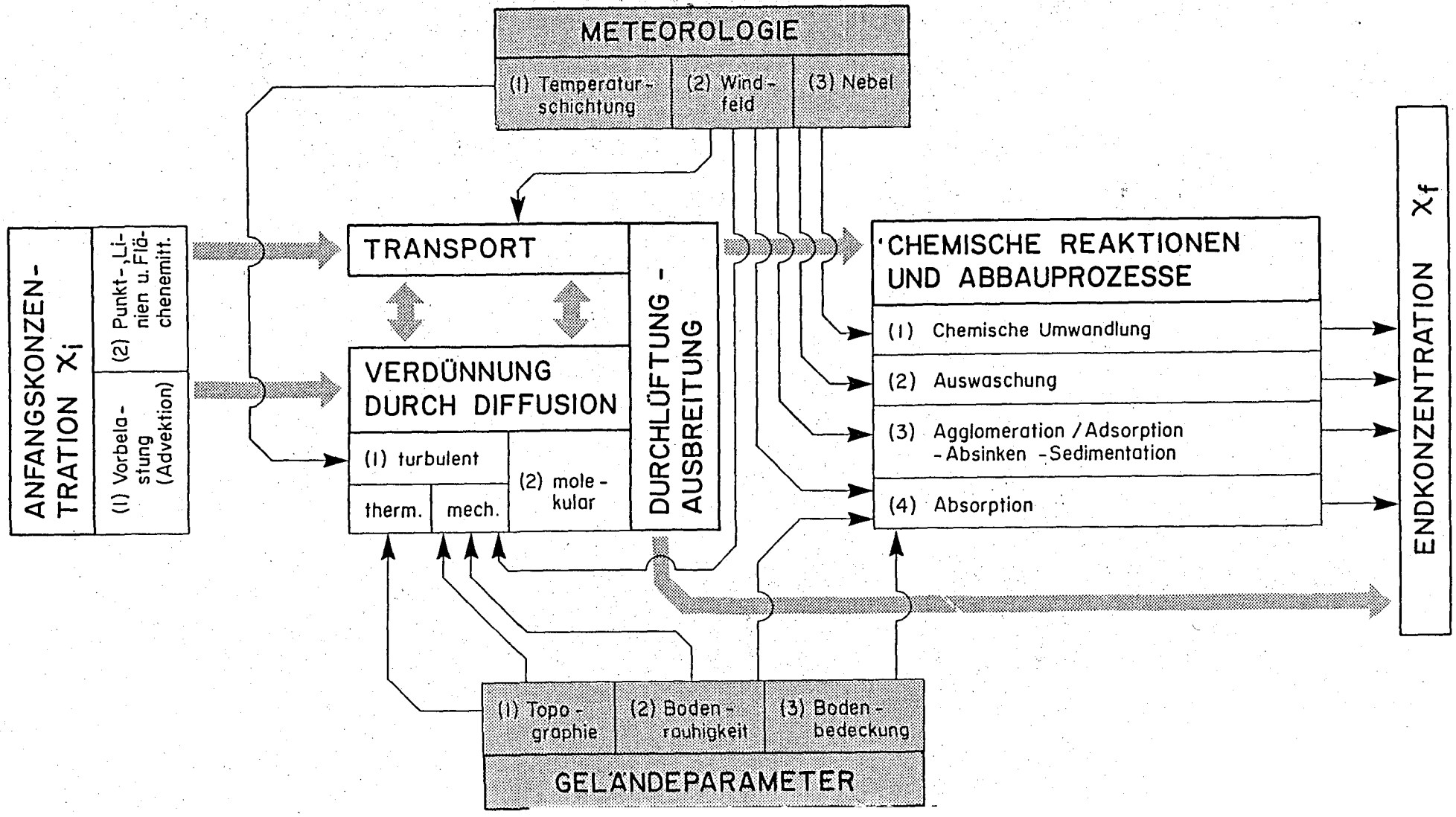
Die starke Ueberbauung der Täler und Ebenen unseres Alpenvorlandes führt in neuster Zeit zu erheblichen raumplanerischen Problemen: Zum einen ist es die weiterhin anwachsende Luftfremdstoffproduktion (Autoverkehr!) in den ohnehin austauschgefährdeten Vorlandsenken, welche Lufthygienefachleute, Raumplaner und Politiker vor immer komplexere Entscheide stellt. Zum andern wird der verfügbare Raum immer knapper, so dass geeignete Areale sowohl für stark emittierende (Industrieanlagen, Verkehrsachsen) als auch für möglichst emissionsarme (Spitäler, Alters- und Erholungsheime) Raumnutzungen nur noch mit Mühe zu finden sind. Die Raumplaner verlangen deshalb vermehrt nach detaillierten Karten, welche über die Durchlüftung und speziell über austauschgefährdete Zonen des betrachteten Raumes Auskunft geben. Eine schweizerische Arbeitsgruppe (Verzeichnis der Mitglieder: siehe Anhang) hat dieser Aufforderung folgend den Entschluss gefasst, im Rahmen des Projektes "Klimaatlas der Schweiz" (KIRCHHOFER, 1980 und 1982) derartige Durchlüftungskarten zu erarbeiten.

Der Entwurf dieser Karten darf uns nie dazu verleiten, in beliebigen Mengen Luftfremdstoffe zu produzieren und diese möglichst gut zu "verteilen"! Oberstes Ziel muss nach wie vor die mengenmässige Beschränkung und Reduktion auf der Quellenseite bleiben. Das Kartenmaterial soll deshalb auf die Austauschprobleme in unserem stark gegliederten Relief hinweisen, die in lufthygienischer Hinsicht unternommenen Anstrengungen unserer Raumplaner unterstützen und das Basismaterial für einfache Modellabschätzungen liefern.

Im Gespräch zwischen Raumplanern und Klimatologen wurde die folgende *Zielsetzung* formuliert: Es soll eine Klassierung und Kartierung der Durchlüftungsverhältnisse in den Wohngebieten der Schweiz bei wichtigen Wetterlagen vorgenommen werden. Unter *Durchlüftung* werden jene Vorgänge verstanden, die für den räumlich-dreidimensionalen Austausch der Luft verantwortlich sind (mittlere Strömung, Turbulenz, Temperaturschichtung).

Figur 1

Heuristisches Wirkungsgefüge zur Ausbreitung von Luftfremdstoffen (die dunklen Flächen markieren jene Elemente, die durch das hier beschriebene Forschungsprojekt untersucht werden).



2. METHODIK

Im Rahmen einer Voruntersuchung wurde versucht, einen Ueberblick über die bei der Luftfremdstoffausbreitung und -verdünnung entscheidenden Einflussgrössen und deren gegenseitige Verknüpfung zu erhalten. Zu diesem Zweck wurde das in Fig. 1 gezeigt heuristische Wirkungsgefüge aufgestellt. Es zeigt links die Einflussgrössen, welche für eine bestimmte Anfangskonzentration χ_i an Luftfremdstoffen verantwortlich sind. Dabei wird die aus verschiedenartigen Quellen stammende, am Standort produzierte Belastung gegen die durch Advektion herantransportierte Vorbelastung abgegrenzt. In Zentrum werden jene Ausbreitungs-, Umwandlungs- und Abbauprozesse dargestellt, welche für die Entstehung einer bestimmten Endkonzentration des betrachteten Luftfremdstoffes von Bedeutung sind. Im Sektor "Ausbreitung" wird die bekannte Grobunterteilung in Transport- und Diffusionsmechanismen vorgenommen. Die Umwandlungs- und Abbauprozesse werden sehr grob in vier Gruppen eingeteilt.

Anhand der zwei grau markierten Felder werden sodann die Einflussgrössen markiert, die im Rahmen dieser Durchlüftungskartierung studiert werden sollen. Diese können klar in einen meteorologischen und einen geographisch-geländemässigen Einflussbereich aufgeteilt werden, wobei die geographischen Einflussgrössen (Geländeparameter) ihrerseits als stabile Elemente die meteorologischen (grosse Variabilität in Raum und Zeit) stark beeinflussen. Man denke nur an den Einfluss der Topographie auf die Aerodynamik und somit auf das Muster der Wind-Stromlinien, an jenen der Bodenrauhigkeit auf die mechanische Turbulenz und somit auf das Vertikalwindprofil oder an jenen der Bodendeckung auf den Energiehaushalt und somit auf die thermische Turbulenz!

Da der potentielle Benützerkreis der Karte sehr heterogen aufgebaut sein dürfte, wurde auf eine möglichst universelle Darstel-

Tab. 1

Methoden zur Beschreibung oder Parametrisierung der räumlichen Durchlüftungs- oder Ventilationsverhältnisse

BEGRIFF	METHODIK, FORMEL
1. METEOROLOGISCHE PARAMETER	
1.1. Turbulenz	
1.1.1. Empirische Messung	Messung der kurzzeitigen, turbulenten Fluktuationen der Windgeschwindigkeit ($\bar{u}$, $\bar{v}$, $\bar{w}$ als Komponenten der mittleren Strömung; u', v', w' als turbulente Windkomponenten). Mittelwerte über längere Zeitintervalle: $\bar{u}' = \bar{v}' = \bar{w}' = 0$ $[m \cdot sec^{-1}]$ (1) Ev. auch Bestimmung der Windrichtungsfluktuationen.
1.1.2. Theoretische Berechnung	Verwendung theoretischer Ansätze zur Beschreibung der turbulenten/atmosphärischen Diffusion (K-Theorie, statistische Theorie, Aehnlichkeitstheorie).
1.2. Fluss von Bewegungsgrösse - Wind	
1.2.1. Turbulenter Fluss von Bewegungsgrösse τ	$\tau = \rho \cdot K_M \cdot \frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z}$ $[kg \cdot m^{-1} \cdot sec^{-2}$ od. Pa] (2) ρ : Dichte der Luft $(kg \cdot m^{-3})$ K_M : Austauschkoeffizient für Bewegungsgrösse $(m^2 \cdot sec^{-1})$ $\bar{u}$: mittlere Windgeschwindigkeit $(m \cdot sec^{-1})$ z : Höhe (m)
1.2.2. Böenstatistik	Turbulenzberechnungen, Klassifikation der Windrichtungsfluktuationen
1.2.3. Trajektorien	Vektorielle Addition der pro Zeiteinheit berechneten Windvektoren
1.2.4. Stromlinien	Liniendarstellung des zu einem bestimmten Zeitpunkt vorhandenen Stromfeldes anhand diskreter Beobachtungen oder Messungen
1.2.5. Windrosen	Kombinierte Darstellung von Windstärke- und Windhäufigkeitsrosen

1.3. Wärmefluss-Temperatur	
1.3.1. Turbulenter Fluss sensibler Wärme Q_H	$Q_H = - \rho \cdot c_p \cdot K_H \frac{\Delta\theta}{\Delta z}$ $[W \cdot m^{-2}]$ (3) c_p : spezifische Wärme bei konstantem Druck $(J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1})$ K_H : Austauschkoeffizient für Wärme $(m^2 \cdot sec^{-1})$ θ : potentielle Temperatur (K)
1.3.2. Turbulenter Fluss latenter Wärme Q_E	$Q_E = \rho \cdot L_v \cdot K_w \cdot \frac{\Delta\bar{q}}{\Delta z}$ $[W \cdot m^{-2}]$ (4) L_v : latente Wärme der Evaporation $(J \cdot kg^{-1} \cdot 10^6)$ K_W : Austauschkoeffizient für Wasserdampf $(m^2 \cdot sec^{-1})$ q : spezifische Feuchte $(kg \cdot kg^{-1})$
1.3.3. Vertikalstabilität	Klassifikation des Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur
1.3.4. Mischungsschichthöhe h* (HOLZWORTH 1972)	Bestimmung der Höhe über Boden des Kreuzungspunktes der von der bodennahen Temperatur (2 m) ausgehenden Trockenadiabaten mit dem herrschenden Vertikaltemperaturprofil (Sondierung oder Stationsmessungen auf verschiedenen Höhenniveaus)
1.3.5. Bodenoberflächenstrahlungstemperatur T_s (NEJEDLY 1981)	Abgrenzung von Kaltluftflüssen und Kaltluftseen anhand radiometrischer Daten aus Satellit und Flugzeug
1.4. Andere meteorologische Parameter	
1.4.1. Strahlungs- und Energiebilanz	Messung oder Abschätzung kurzzeitiger Strahlungs- und Energiebilanzen für verschiedene Bodenoberflächentypen
1.4.2. Nebel (v. a. "Schönwetternebel" der Niederungen)	Bestimmung der austauscharmen Gebiete anhand der Kartierung von: - Nebelart und -häufigkeit (mit Hilfe von Beobachtungen), - Nebelbedeckung (mit Hilfe von Satellitendaten)
1.4.3. Phänologische Karten	Bestimmung der kaltluftgefährdeten Zonen anhand phänologischer Geländeaufnahmen (Eintrittsdaten, Zustandskartierung)
1.5. Kombination meteorologischer Parameter	
1.5.1. Ausbreitungsklassen	Klassifikation der Turbulenz anhand der Kombination von Sonnenhöhe, Strahlungsbilanz, Vertikaltemperaturgradient, Windgeschwindigkeit, Bewölkung usw. (DILGER und NESTER 1975, MANIER 1975, BARTELS 1980)
1.5.2. Durchlüftungsindex DI (FETT 1974)	$DI = h^* \cdot \bar{u}$ $[m^2 \cdot sec^{-1}]$ (5) h^* : Mischungsschichthöhe (m)
1.5.3. Richardsonzahl Ri	$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \cdot \frac{(\Delta\theta / \Delta z)}{(\Delta\bar{u} / \Delta z)^2}$ [dimensionslos] (6) g : Gravitationsbeschleunigung $(m \cdot sec^{-2})$ $\bar{T}$: Mitteltemperatur der betrachteten Schicht (K)

1.5.4. Monin-Obukhov Length L	$L = \frac{\rho \cdot c_p \cdot \bar{T} \cdot u_*^3}{\kappa \cdot g \cdot Q_H}$ [m] (7) u_* : Reibungsgeschwindigkeit ($m \cdot sec^{-1}$) κ : von Karmansche Konstante (0.4)
2. GELAENDEPARAMETER 2.1. Topographie 2.1.1. Durchlüftungszahl DZ (KAPS 1955)	$DZ = \frac{O}{V}$ [m^{-1}] (8) O : Fläche der oberen Begrenzung einer Hohlform V : Volumen, das unterhalb von O liegt
2.1.2. Potentieller Kaltluftfluss (ENDERS 1979)	Kartierung der Kaltluftsammelgebiete anhand addierter Vektoren des pro Flächeneinheit (Gitternetzpunkte) in einem digitalen (topographischen) Geländeraster bestimmten Hanggefälles (= potentieller, gravitativ ausgelöster Kaltluftfluss)
2.1.3. Reliefenergie (LUDER 1981)	Pro Flächeneinheit berechnete Differenz zwischen dem topographisch höchsten und tiefsten Punkt
2.1.4. Geomorphologischer Ansatz	Klassierung von Gebieten unterschiedlichen Luftaustausches anhand geomorphologischer Formen (geschlossene und offene Hohlformen, Ebenen, Stauhöhen, Talachsenneigungen usw.)
2.2. Bodenrauhigkeit 2.2.1. Empirische Messung der Rauhigkeitslänge z_o	$\ln z_o = \frac{\bar{u}_2 \cdot \ln z_1 - \bar{u}_1 \cdot \ln z_2}{\bar{u}_2 - \bar{u}_1}$ [m] (9) 1,2 : Indizes für verschiedene Höhenniveaus
2.2.2. Empirische Berechnung der Rauhigkeitslänge z_o (LETTAU 1969)	$z_o = \frac{1}{2} \cdot \frac{H \cdot F}{A}$ [m] (10) H : Hindernishöhe (m) F : luvseitige Silhouettenfläche (m^2) A : mit Hindernissen bedeckte Fläche (m^2)
2.2.3. Logarithmisches Windprofil (neutrale Schichtung)	$\bar{u}_z = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln \frac{z}{z_o}$ [$m \cdot sec^{-1}$] (11) $\bar{u}_z$: mittlere Windgeschwindigkeit auf der Höhe z (in m ü. Boden)
2.2.4. Windprofil: Potenzansatz (neutrale Schichtung)	$\bar{u}_z = \bar{v}_G \left[\frac{z}{z_G}\right]^a$ [$m \cdot sec^{-1}$] (12) $\bar{v}_G$: mittlere Gradientwindgeschwindigkeit z_G : Niveau des Gradientwindes (in m ü. Boden) a : empirisch ermittelter Koeffizient (reibungsabhängig)
2.3. Bodenbedeckung 2.3.1. Bodenbedeckungsklassen	Klassifikation der Bodenbedeckung (z. B. Stadt-Umland-Wasserfläche-Wald) als Basis für die Abschätzung der Strahlungs- und Energiebilanzen sowie der Bodenrauhigkeit

lung der erwähnten Einflussgrössen abgezielt. Das Zusammenspiel der auf Fig. 1 dargestellten Einflussgrössen soll nicht nur aus einer einzigen Karte ersichtlich sein, es soll auch alle möglichen Quellenformen berücksichtigen. Damit stellt sich sogleich die Frage nach einer geschickten Parametrisierung der räumlichen Durchlüftungs- und Ventilationsverhältnisse. Tab. 1 gibt eine Uebersicht über ausgewählte Methoden, die eine derartige Beschreibung oder Parametrisierung zulassen. Dabei wurde auf die Erwähnung der indirekten Bestimmung des Ausbreitungsvorganges anhand von Diffusionsexperimenten mit Tracern bewusst verzichtet. Im meteorologischen Bereich von Tab. 1 steht erwartungsgemäss der Prozess der Umwandlung thermischer Sonnenenergie in die kinetische Energie der Windsysteme im Vordergrund: Wirkungskette Strahlungs-/Energiebilanz - Temperaturfeld - Druckfeld - Strömungsfeld. Kann der Horizontalaustausch mit Hilfe des Horizontalwindfeldes (anhand der Vektorkomponenten der mittleren Strömung u, v, w sowie der Turbulenz u', v', w') einigermassen beschrieben werden, so muss für den vertikalen Austausch in Ermangelung genügender Vertikalwindmessungen der Umweg über den damit hoch korrelierten Vertikaltemperaturverlauf eingeschlagen werden.

Im Bereich der Geländeparameter bietet sich eine Vielfalt von zum Teil sehr unterschiedlichen Methoden an, deren Bedeutung sehr stark vom verwendeten Kartenmassstab abhängt.

3. DEFINITIONEN UND ARBEITSKONZEPT

Es ist eine wichtige Aufgabe des Durchlüftungsprojektes, eine geschickte Auswahl und Kombination der in Tab. 1 dargestellten Parameter vorzunehmen und diese sowohl statistisch als auch kartographisch aufzubereiten. Vor der Diskussion des detaillierten Arbeitskonzeptes ist es sinnvoll, einige Begriffe zu definieren. Wir tun dies anhand eines einfachen Input - Output - Boxmodells, welches auf Fig. 2 dargestellt ist. Gehen wir von der extrem vereinfachenden Annahme aus, dass sich die während eines bestimmten Zeitraumes t durch verschie-

dene Quellen in das dargestellte, bodennahe Luftpaket emittierten Luftfremdstoffe gleichmässig verteilen und weder chemisch verändert noch abgebaut werden (!), so errechnet sich die *mittlere Immissionskonzentration* $\bar{\chi}$ wie folgt:

$$\bar{\chi} = \frac{Q}{D} \cdot t \quad [g \cdot m^{-3}] \qquad (13)$$

Q : Emissionsrate ($g \cdot sec^{-1}$)
D : Durchlüftungspotential (m^3)
t : Durchlüftungszeit (sec)

Die *Durchlüftung* bezeichnet wie bereits erwähnt jene Vorgänge, die für den räumlich-dreidimensionalen Austausch der Luft verantwortlich sind (mittlere Strömung, Turbulenz, Temperaturschichtung). Sowohl lufthygienisch als auch raumplanerisch von grosser Bedeutung ist dabei der Begriff des auf Fig. 2 dargestellten *Durchlüftungs- oder Austauschpotentials D:*

$$D = l \cdot b \cdot h^* \quad [m^3] \qquad (14)$$

l : Länge des Luftvolumens über einem Geländeausschnitt (m)
b : Breite dieses Luftvolumens (m)
h* : Mischungsschichthöhe (m); siehe Definition auf Tab. 1

D bezeichnet jenes Luftvolumen, das für die Ausbreitung von Luftfremdstoffen aus unterschiedlichen Quellen (punktuell, linear, flächenhaft oder räumlich dreidimensional) zur Verfügung steht.

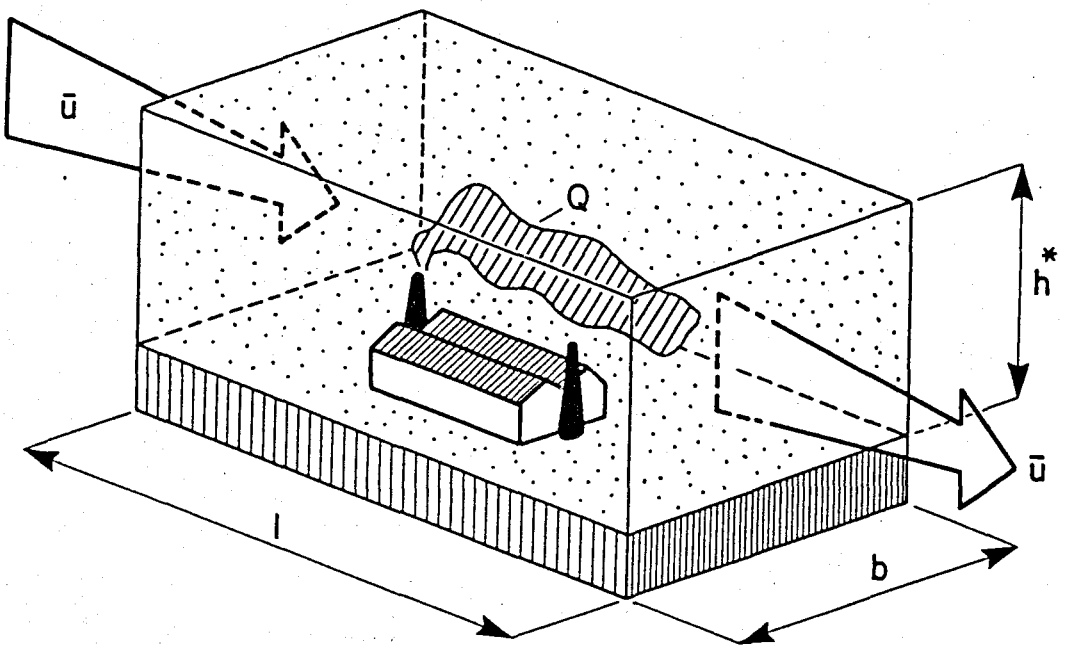
Die Emissionsrate Q wird dabei ganz wesentlich von der Durchlüftungszeit t beeinflusst:

$$t = \frac{l}{\bar{u}} \qquad [sec] \qquad (15)$$

$\bar{u}$: Mittlere Windgeschwindigkeit parallel zur Achse l, gemittelt über die Mischungsschichthöhe h^* ($m \cdot sec$)

Figur 2

Einfaches Input - Output - Boxmodell für das Studium des Durchlüftungs- und Ausbreitungsvorganges innerhalb der PBL (nach OKE 1978);
die eingetragenen Bezeichnungen werden im Text beschrieben.



Diese *Durchlüftungszeit* bezeichnet jenen Zeitraum, in dem das Luftvolumen der dargestellten Box vollständig durch neue Luft ersetzt wird (KAPS 1955).
Setzen wir (14) und (15) in (13) ein, so ergibt sich folgende Formel für die Berechnung der *mittleren Immissionskonzentration* $\bar{\chi}$:

$$\bar{\chi} = \frac{Q}{b \cdot h^* \cdot \bar{u}} \quad [g \cdot m^{-3}] \qquad (16)$$

Diese Formel geht von der Annahme aus, dass zur Zeit t_o keine Vorbelastung der Luft vorhanden war, und dass wie erwähnt alle Umwandlungs- und Abbauprozesse vernachlässigt werden. Akzeptieren wir diese groben Verallgemeinerungen, so erkennen wir, dass $\bar{\chi}$ direkt proportional zur Emissionsrate Q und umgekehrt proportional sowohl zur Breite des Luftvolumens b, als auch zum *Durchlüftungsindex* $h^* \cdot \bar{u}$ ist. Letzterer wurde in Tab. 1 definiert (siehe auch HOLZWORTH 1972, FETT 1974).

Fragen wir nach den variablen Grössen von Formel (16), so betrifft dies einerseits die Menge der ausgestossenen Emissionen pro Zeiteinheit und andererseits den für die Durchlüftung fundamentalen Durchlüftungsindex. Die geplante Durchlüftungskarte soll deshalb in erster Linie Informationen enthalten, welche über die dreidimensionale Struktur dieses Durchlüftungsindex oder damit hoch korrelierter Parameter Auskunft geben. Gehen wir von der Annahme aus, dass für wichtige Wetterlagen Durchlüftungskarten im Massstab 1 : 300 000 hergestellt werden sollen, so stellen wir fest, dass das Datenmaterial der in der Schweiz betriebenen Mess- und Beobachtungsnetze trotz der vergleichsmässig hohen Dichte derselben als unzureichend bezeichnet werden muss.
Damit ist angezeigt, dass neben einer sorgfältigen Analyse der "Durchlüftungswetterlagen" und einer geschickten Auswahl der kartographisch darstellbaren Durchlüftungsparameter darauf geachtet werden muss, dass

A. geeignete Interpolationsmethoden entwickelt und

B. gezielt Zusatzmessungen durchgeführt werden.

Aus der Abwägung zwischen wünschbaren und durchführbaren Zusatzmessungen und -beobachtungen entstand schliesslich das in Fig. 3 gezeigte Arbeitskonzept. Es wird zur Zeit in zwei Testregionen des Kantons Bern (nichtstädtische P B L : Aaretal zwischen Bern und Thun; städtische P B L : Region Biel) auf seine Tauglichkeit und Anwendbarkeit für raumplanerische Entscheidungsprozesse überprüft (WANNER et al. 1981, BAUMGARTNER 1982, RICKLI 1982).

Die einzelnen Arbeitsschritte seien in Kurzform besprochen (Nummern gemäss Fig. 3):

(1.) In einem ersten Schritt wurden Hang- und Gipfelgebiete ausgeschieden, die oberhalb von 1500 m über Meer lagen und keine Besiedlung aufwiesen. Sie wurden a priori als genügend durchlüftet angenommen.

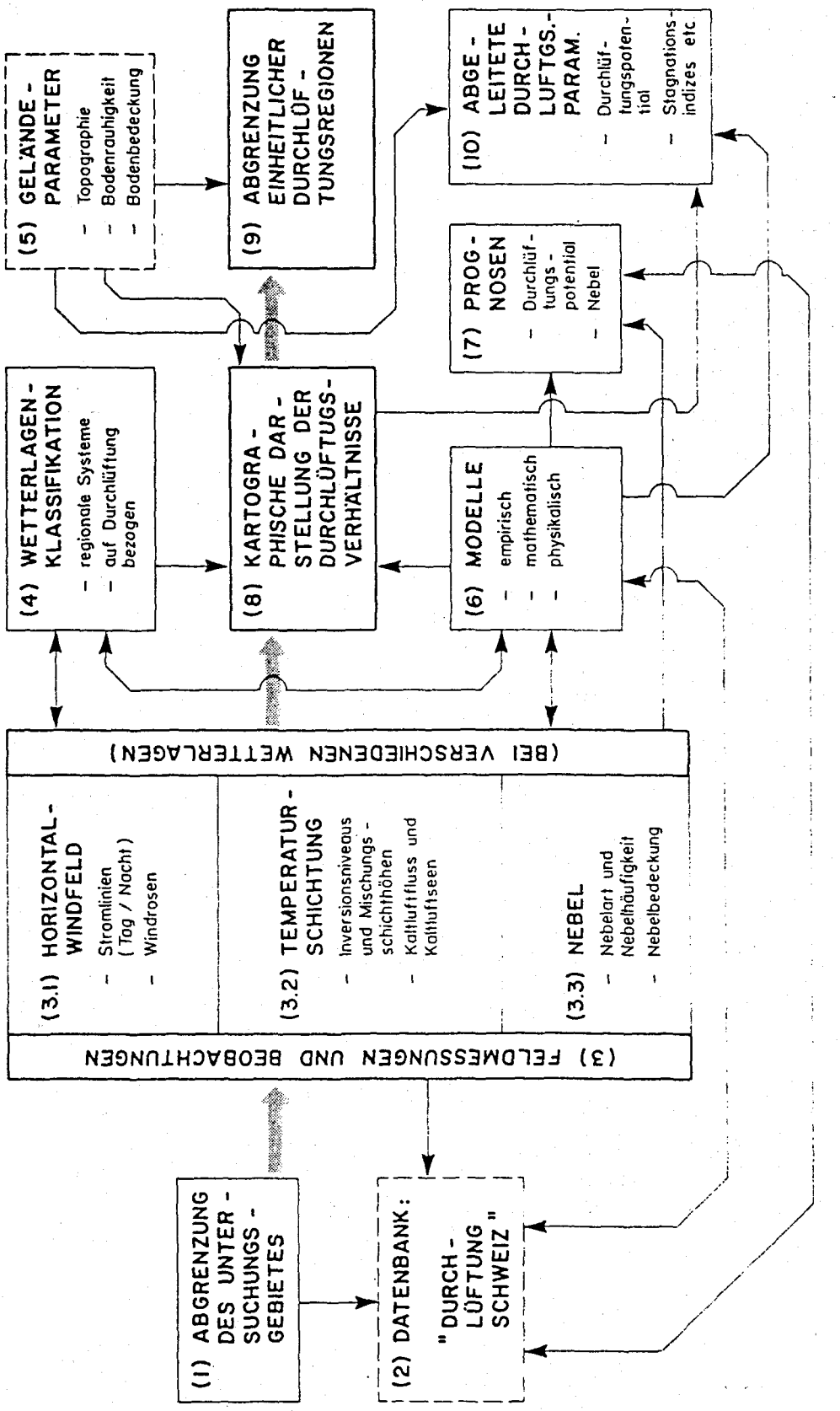
(2.) Auf die Erstellung einer speziellen Datenbank wurde bisher aus Finanzgründen verzichtet.

(3.) Feldmessungen und Beobachtungen bei verschiedenen Wetterlagen:
Im Rahmen dieser Zusatzerhebungen soll eine sinnvolle Kombination von Bodenbeobachtungen, konventionellen Stationsmessungen, Messfahrten, Sondierungen, Messflügen und Satellitendatenanalysen angestrebt werden.

(3.1) Die Erfassung des bodennahen Horizontalwindfeldes erwies sich infolge seiner grossen Variabilität und der geringen Datendichte von Anfang an als zentrales Problem. Man entschied sich deshalb, im Rahmen von ALPEX eine zweimonatige Windbeobachtungskampagne durchzuführen. Mit Hilfe der Gemeindeverwaltungen und der Presse wurden in allen Schweizer Gemeinden Windbeobachter gesucht. Diese beobachteten nicht nur drei Mal täglich mit indirekten Methoden (Rauchfahnen, Blätter, an Stecken befestigte Faden, Seifenblasen usw.) das bodennahe Horizontalwindfeld. Sie lieferten auch Angaben über:

Figur 3

Detailanalyse der Durchlüftung in der Schweiz: Arbeitsübersicht (gestrichelte Linien: mögliche Erweiterung des Projekts).



- Kaltluftobergrenzen bei antizyklonalen Wetterlagen;
- Herkunftsrichtung von "Schönwetterwinden";
- Kaltluftabflussrinnen;
- windschwache und gut durchlüftete Gebiete.

Eine Zusatzfrage galt schliesslich der Erfassung aller vorhandenen, auf privater Basis betriebenen Anemometer. Während der Monate September und Oktober 1981 standen rund 1070 freiwillige Beobachter und zirka 200 Anemometer im Einsatz. Die mit den gesammelten Daten möglich gewordenen Feinanalysen des Windfeldes für verschiedene Wetterlagen (BERLINCOURT 1981) sollen mit Analysen der Felder der potentiellen Temperatur, des Luftdrucks und der Feuchte (gleiche Auflösung) korreliert werden. Die Aufbereitung des gewaltigen Datenmaterials dürfte noch Monate in Anspruch nehmen. Der Datensatz steht anschliessend allen interessierten Institutionen zur Verfügung.

Zusätzlich ist geplant, alle verfügbaren Langfristmessungen (Stationen, Sondagen) in Form von Windrosen (Richtung und Geschwindigkeit) graphisch aufzubereiten.

(3.2) Fast ebenso schwierig gestaltet sich die Analyse der Temperaturschichtung: Zur Bestimmung der wetterlagenabhängigen Inversionsniveaus und Mischungsschichthöhen werden neben den spärlich vorhandenen Sondagen vor allem auch geeignete Stationsmessungen benützt (EMSLIE 1979, KALB 1981). Im Moment ist geplant, alle verfügbaren Maximum- und Minimumtemperaturen des nationalen Messnetzes (Jahre 1971 - 1980) entsprechend auszuwerten. Eine statistische Bearbeitung der Payerne-Sondagen ist bereits erfolgt (TRÜEB 1981). Bildung und Abbau der Kaltluftseen werden zudem mit Hilfe von Zeitrafferfilmen (von Berggipfeln aus aufgenommen) und Wettersatellitendaten (v. a. HCMM und NOAA; vgl. WINIGER 1979, NEJEDLY 1981 und WINIGER 1982) kartographisch festgehalten.

(3.3) Infolge seiner hohen Korrelation mit austauscharmen Wetterlagen wird der Nebel sehr detailliert erhoben. Zum ersten werden kombinierte Karten der Nebelart und -häufig-

Figur 4

Abgrenzung der einzelnen Durchlüftungsregionen. Die beiden schraffierten Flächen markieren die Testgebiete "Aaretal zwischen Bern und Thun" sowie "Biel - Seeland".

- Erste Zahl: Angabe der Grossregion;
- Zweite Zahl: Kleineres hydrologisches Einzugsgebiet oder Teilregion.

1) Juranordseite und Jura

11 Rheintal Basel - Kaiserstuhl und benachbarte Juratäler
12 Ajoie, Tal des Doubs und Freiberge
13 Geschlossene Bassinregionen innerhalb des Juras
14 Innere Täler des Faltenjura

2) Mittelland und Voralpen

21 Bassin des Genfersees
22 Westliches Schweizer Mittelland
23 Einzugsgebiet von Saane und Sense
24 Aaretal, Napfgebiet und Entlebuch
25 Zentrales Schweizer Mittelland
26 Nordöstliches Schweizer Mittelland
27 Zürcher Oberland, Toggenburg und Appenzell
28 Bodenseegebiet
29 Rheintal unterhalb Bad Ragaz

3) Alpentäler

31 Wallis und Chablais
32 Greyerzerland und Pays-d'Enhaut
33 Berner Oberland
34 Alpentäler der Zentralschweiz
35 Sihltal oberhalb Schindellegi und Tal der Linth oberhalb Rapperswil
36 Graubündner Rheintal
37 Engadin

4) Alpensüdseite

41 Tessiner Alpentäler
42 Magadinoebene und Langensee
43 Sottoceneri
44 Südseite des Simplon
45 Bergell
46 Puschlav
47 Münstertal

Karte reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 20.7.1983 (Massstab: ca. 1 : 1'400'000).

(7.) Sowohl die empirischen Methoden der Auswertung von Mess- und Beobachtungsdaten als auch die Modelle zielen auf eine möglichst effiziente Anwendung der Resultate für eine Prognose des Durchlüftungspotentials oder gar der Luftfremdstoffkonzentration hin. Im Rahmen dieses Projektes sollen empirisch-statistische Modelle für die Vorhersage der folgenden Parameter aufgestellt werden: Nebelbildung, Nebelobergrenze, Inversionsobergrenze, Mischungsschichthöhe, Durchlüftungspotential.

(8.) Die unter (3.) und (5.) erzielten Ergebnisse sollen zu Synthesekarten verarbeitet werden, welche die Durchlüftungs- oder Ventilationsverhältnisse bei wichtigen Wetterlagen darstellen.

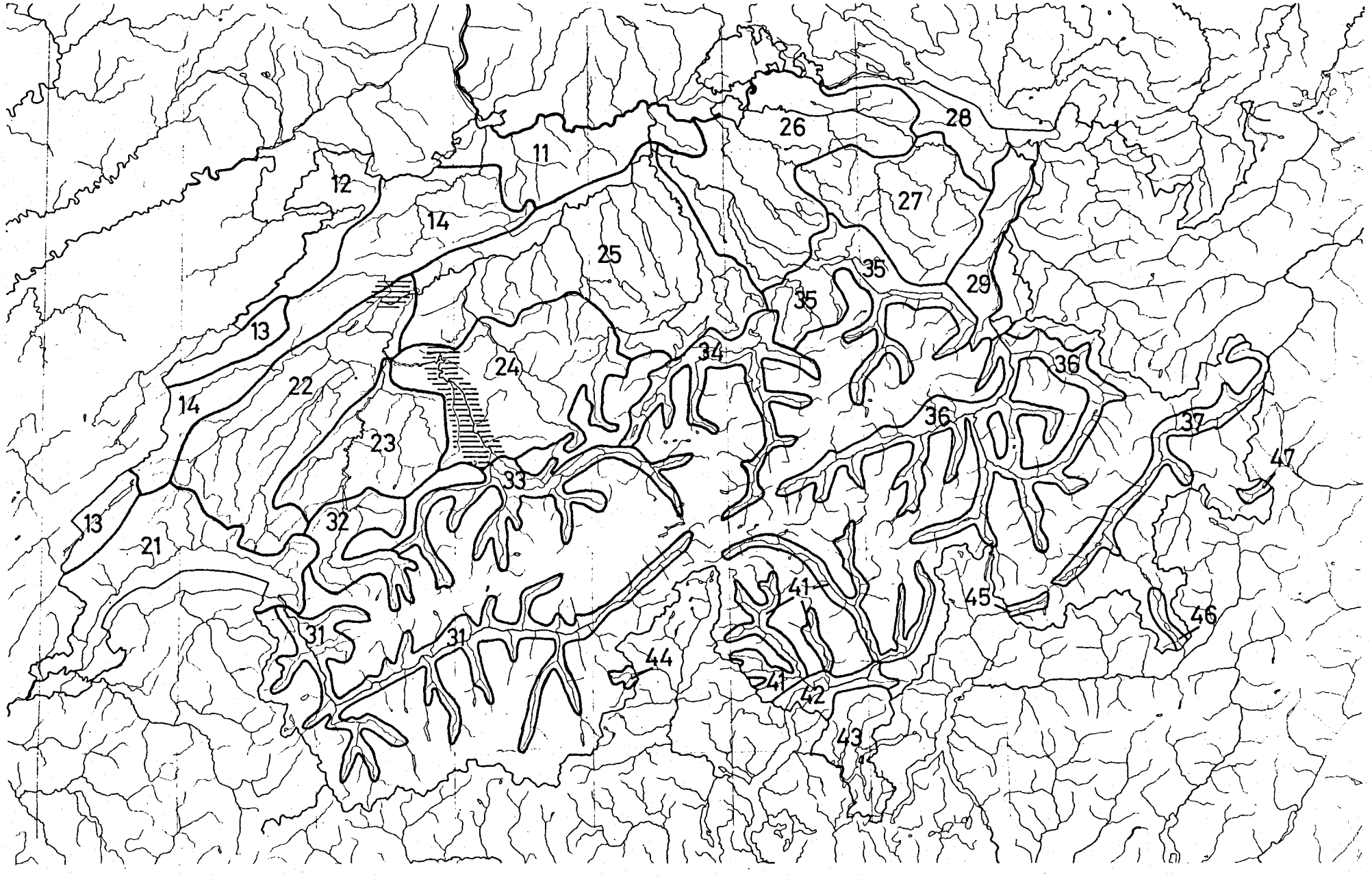
(9.) Das Gesamtkollektiv aller Karten soll in einer einzigen Uebersichtskarte zusammengefasst werden, welche eine flächenhafte Aufteilung der Schweiz in Durchlüftungsregionen mit verschiedener Austauschgefährdung zeigt.

(10.) Mit Hilfe der Karten, Messergebnisse und Modelle sollen regional gültige Masszahlen (z. B. Durchlüftungs- und Stagnationsindizes; siehe Tab. 1) abgeleitet werden, die (bedingt) eine quantitative Beurteilung der Austauschbedingungen in Form von Tabellen zulassen.

Die kartographischen Ergebnisse werden im Rahmen des "Klimaatlas der Schweiz" (KIRCHHOFER 1980 und 1982) publiziert. Sie werden nach Möglichkeit durch eine Uebersichtsdarstellung in Buchform ergänzt.

4. ERSTE RESULTATE

Der grosse Umfang der Teilstudien erlaubt hier nur einen beschränkten Abdruck von Ergebnissen. Je nach Bearbeitungsstand werden wichtige Teilresultate dargestellt, welche in erster Linie aus den beiden Testgebieten stammen. Am Schluss folgt ein erster Versuch, die Durchlüftung in einem der beiden Testge-


11
12
13
14
14
13
21
22
23
24
25
26
27
28
29
31
31
31
32
33
34
35
35
36
36
37
41
41
42
43
44
45
46
47

biete für eine wichtige Wetterlage darzustellen (Region Biel - Seeland).

4.1. Vorläufige Abgrenzung der Untersuchungsregionen

Fig. 4 gibt einen Ueberblick über die vorläufige Abgrenzung einigermassen einheitlicher Durchlüftungsregionen. Die einzelnen Regionen wurden in Form von Kurzbeschreibungen charakterisiert (AUBERT 1980). Die gezeigte Einteilung soll während der Studie als Diskussionsbasis sowie als Grundeinteilung für die Organisation einer allfällig zu erstellenden Datenbank "Durchlüftung der Schweiz" dienen.
In Fig. 4 wird ebenfalls eine Abgrenzung des Perimeters der beiden Testgebiete (Aaretal, Biel) vorgenommen.

4.2. Horizontalwindfeld

Ein grosses Problem stellt die Analyse des bodennahen Windfeldes (Niveau z = 10 m) in topographisch reich gegliedertem Gelände dar. Während der lufthygienisch bedeutungsvollen, austaus armen Wetterlagen lassen sich sehr oft zahlreiche Zirkulationszellen feststellen, deren gegenseitige Verknüpfung sich nur schwer abschätzen lässt. Eine sinnvolle Auswertungsmethode besteht darin, dass in einem ersten Schritt die Windvektoren aller synoptisch durchgeführten Augenbeobachtungen, Anemometermessungen und Sondierungen in Form von Plotterkarten ausgedruck werden. Diese Karten lassen sich dann unabhängig vom Druckfeld in eine endliche Anzahl Gruppen und in nicht zuordnungsbare Ein zelfälle gliedern. Für das grösstenteils nichtstädtische Testge (Aaretal zwischen Bern und Thun) konnten total 12 Strömungslage gefunden werden, die sich auf Grund der zugehörigen Wetterlagen und Tagesgänge prozessanalytisch deuten lassen. Die Fig. 5 a - zeigen vier typische Strömungslagen (BERLINCOURT 1981). Die typischen Berg- und Talwindmuster (5 a und b) treten vor allem bei stabiler Schichtung auf; sie sind als Lokalwinde zudem an einen klaren Tagesgang gebunden.

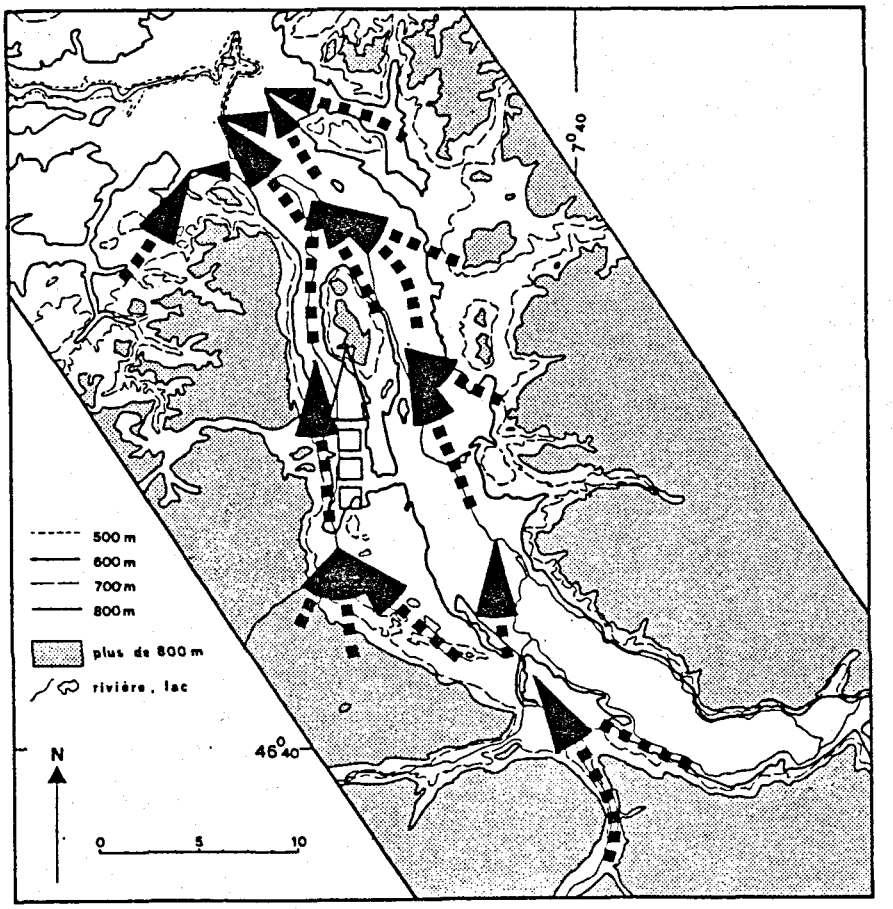
Die beiden andern Strömungsmuster stellen eine durch Thermik un Schubspannung bedingte Modifikation des synoptischen Stromfeldes dar. Sie sind vermehrt an neutrale, zum Teil sogar an leicht

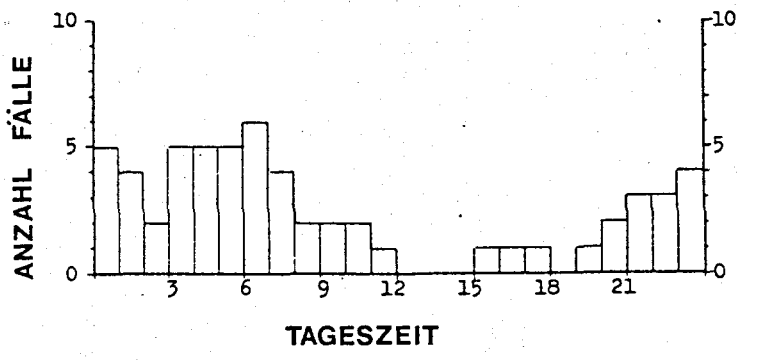
Figur 5

Aare- und Gürbetal zwischen Bern und Thun: Kartographische Darstellung typischer Strömungsmuster (nach BERLINCOURT, 1981). Die unterhalb der Karten dargestellten Histogramme zeigen die tageszeitliche Häufigkeitsverteilung der entsprechenden Strömungsmuster in der Untersuchungsperiode (siehe auch Darstellung der Topographie auf Fig. 14).

Figur 5 a:

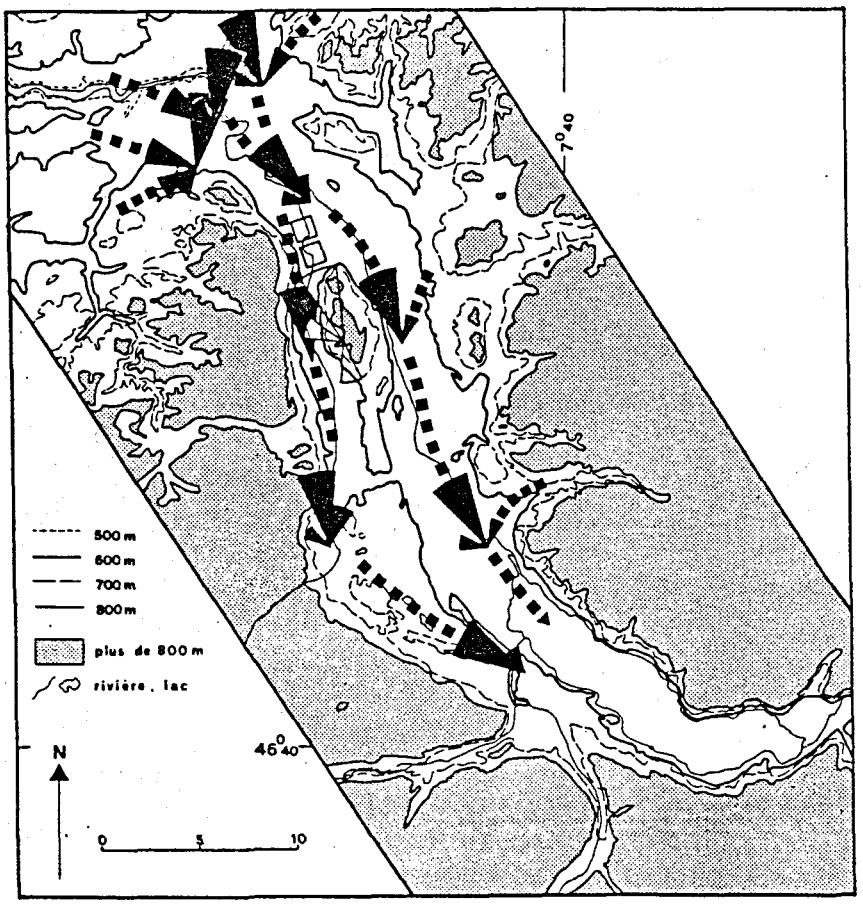
Bergwind (häufigstes Auftreten: zweite Nachthälfte)

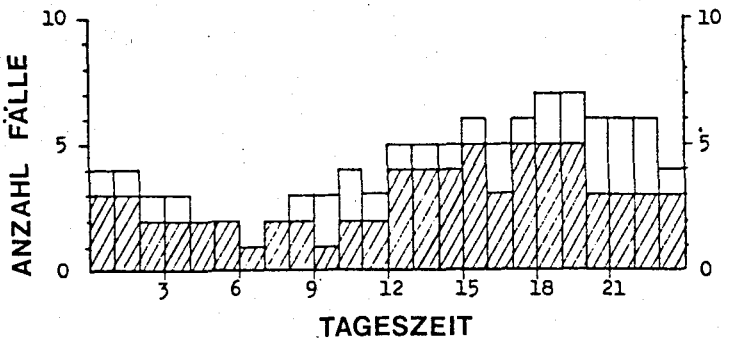




Figur 5 b:

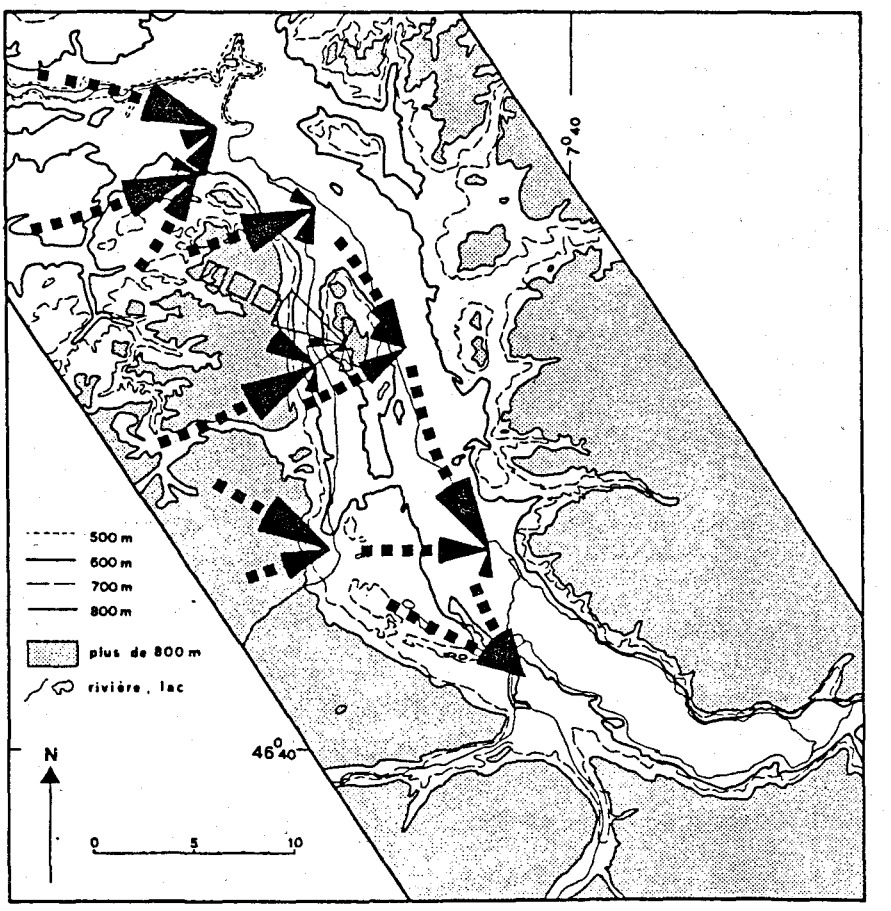
Talwind (häufigstes Auftreten: Nachmittag / Abend); der schraffierte Teil des Histogramms zeigt die Fälle mit NNE-Wind, der unschraffierte jene mit W-Wind im Raum Bern

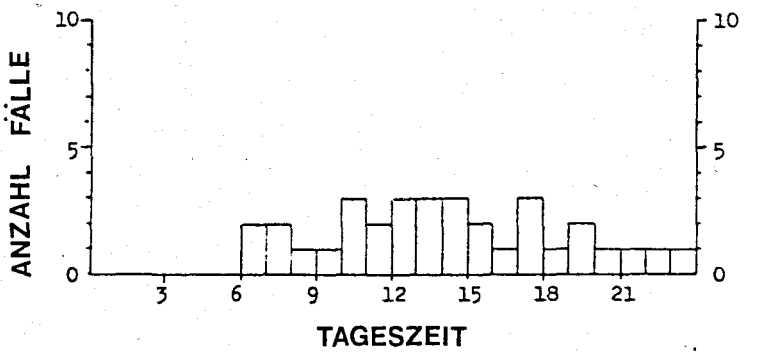




Figur 5 c:

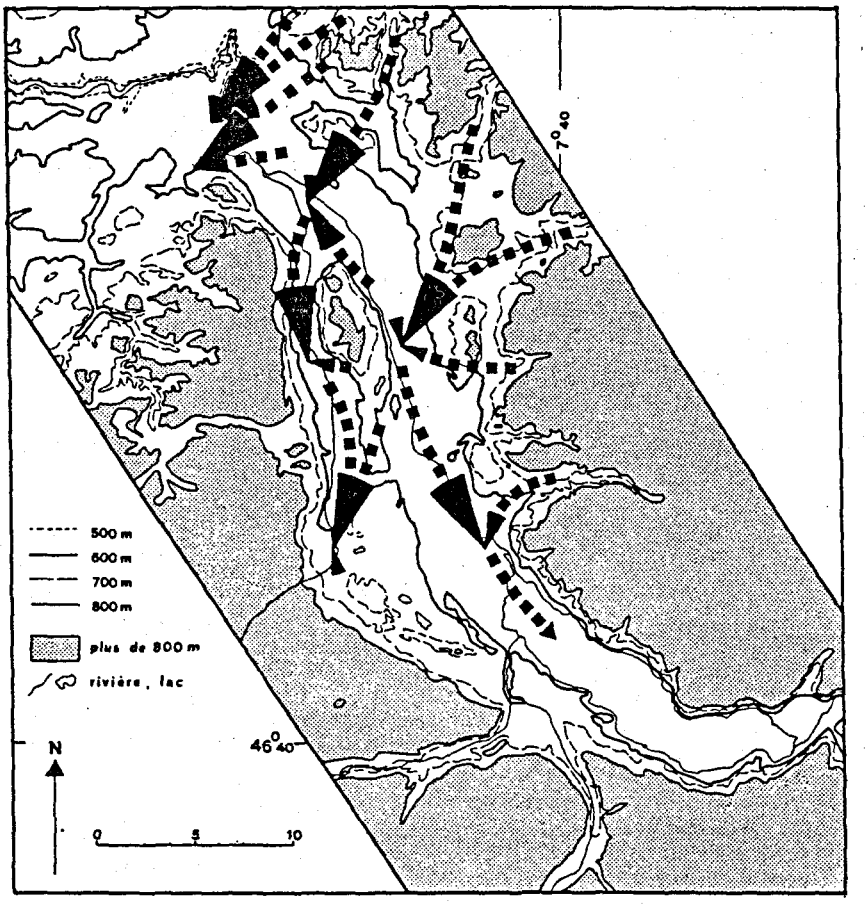
Westlage mit Umlenkung der synoptisch begründeten Westwinde im Aaretal (häufigstes Auftreten: früher Nachmittag)

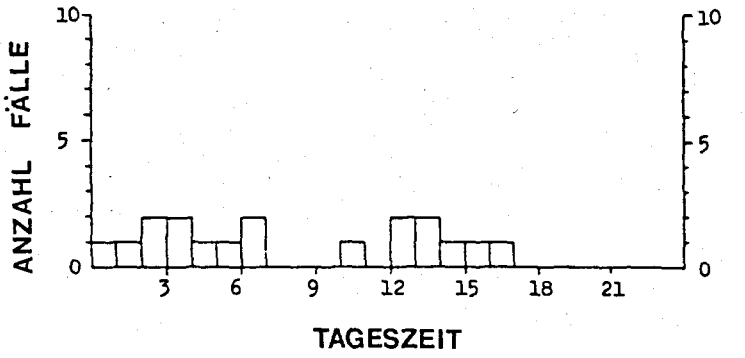




Figur 5 d:

Ostlage mit Umlenkung der synoptisch begründeten Ostwinde im Aaretal (häufigstes Auftreten: späte Nacht und früher Nachmittag)





labile Schichtungstypen gebunden und weisen generell höhere Windgeschwindigkeiten auf. Die Westlage mit Umlenkung der Westwinde in den tiefgelegenen Regionen zur Talwindrichtung (Fig. 5 c) weist ein Häufigkeitsmaximum in den frühen Nachmittagsstunden auf (Zeitpunkt grosser Labilität und deutliche Ausprägung thermodynamisch ausgelöster Lokal- und Regionalwinde).

Die Ostlage mit Talwindtendenz verteilt sich gleichmässiger über die Tagesstunden. Dies deutet darauf hin, dass sie im Gegensatz zur Westlage noch stärker durch das Hinuntergreifen der Gradient- und Höhenwinde in Tal- und Muldenlagen geprägt ist.

Auf die Schwierigkeiten der gleichzeitigen Darstellung des Stromfeldes auf verschiedenen Niveaus wird in Kap. 4.7. hingewiesen.

4.3. Vertikaltemperaturschichtung

Wie oben bereits erwähnt wurde, ist es unmöglich, mit konventionellen Daten eine flächendeckende Aussage über die wetterlagenabhängige Schichtung der Temperatur, über Mischungsschichtobergrenzen oder häufige Inversionsniveaus zu erhalten. Abgesehen von der weiter unten diskutierten Methode der Nebelanalyse muss deshalb versucht werden, alle geeigneten Aussagen über die Schichtung der Temperatur zusammenzutragen. Dies darf uns jedoch nicht davon abhalten, die bestehenden Sondierungen sehr detailliert auszuwerten.

4.3.1. Häufigkeit inverser oder isothermer Schichtung über Payerne (1975 - 1979)

Es lag auf der Hand, in einem ersten Schritt die Daten der einzigen Schweizer Sondierstation (Payerne, 491 m über Meer) auf das Vorkommen inverser oder isothermer Schichtungen zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurden die Temperaturregistrierungen der Jahre 1975 - 1979 (Tag- und Nachtsondierungen) mit der maximal möglichen Feinheit bearbeitet und ausgewertet (TRÜEB 1981). Dies bedeutet, dass nicht nur die Werte der Standarddruckniveaus, sondern zirka ein Messwert alle 150 m in die Auswertung einbezogen werden konnte. Damit blieben die gering mächtigen, bodennahen Inversionen in dieser Statistik trotzdem unberücksichtigt.

An dieser Stelle seien bloss zwei Auswertungsresultate präsentiert: Fig. 6 gibt einen Ueberblick über die jahreszeitliche Häufigkeit von Inversionen und Isothermien bei den Tag- und Nachtsondierungen. Die angegebenen Prozentzahlen beziehen sich auf die dargestellten Schichtdicken. Dies führt zum Nachteil, dass beim Wechsel dieser Schichtdicken (bei 691 m, bzw. 2291 m) Sprünge vorgetäuscht werden, welche bei Gleichbelassung der Sch Schichtdicken nicht auftreten würden ! Generell kann bemerkt

- die grosse Zahl bodennaher Inversionen trotz der ungenügender Auflösung der Messungen klar hervortritt;
- in der Schicht zwischen 891 und 1091 m über Meer eine signifikante Zunahme auftritt;
- sich auf Grund der Tag-Nacht-Differenzen bei inversen oder isothermen Schichtungen nur in den untersten 100 m ein deutl: cher Trend zur Auflösung tagsüber (sensibler Wärmefluss - Kor vektion) feststellen lässt.

Tab. 2 zeigt den Einfluss des synoptischen Geschehens auf die Entstehung stabiler Schichtungstypen. Dabei wurden schichtweis die Wahrscheinlichkeiten des Auftretens inverser oder isotherm Schichtungen für die 8 Wettertypen nach WANNER (1979) berechne Wir erkennen, dass

- die konvektiven Hochdrucklagen erwartungsgemäss hohe Werte aufweisen (vor allem bodennahe Inversionen);
- innerhalb der advektiven Lagen die West- und Südlagen ebenfalls zu stärkeren Bodeninversionen neigen (Subsidenz, Aufgleiten von wärmerer Luft auf die bodennahe Kaltluft);
- bei Nord- und Ostlagen, welche vor allem im Winter zu Bise mit Kaltluftadvektion führen, die Inversionsschicht infolge verstärkter dynamischer Turbulenz recht oft vom Boden abgehoben wird (900 - 1500 m über Meer).

Ein Blick auf die Wahrscheinlichkeit des Auftretens der einzel nen Wettertypen zeigt, dass die konvektiven Hoch- und Flachdrucklagen sowie die advektive Südlage den grössten Anteil bodennaher Inversionen und Isothermien aufweisen. Von entschei der Bedeutung ist natürlich die Frage, ob die Payerne-Sondierungen für das schweizerische Mittelland repräsentativ sind.

labile Schichtungstypen gebunden und weisen generell höhere Windgeschwindigkeiten auf. Die Westlage mit Umlenkung der Westwinde in den tiefgelegenen Regionen zur Talwindrichtung (Fig. 5 c) weist ein Häufigkeitsmaximum in den frühen Nachmittagsstunden auf (Zeitpunkt grosser Labilität und deutliche Ausprägung thermodynamisch ausgelöster Lokal- und Regionalwinde).

Die Ostlage mit Talwindtendenz verteilt sich gleichmässiger über die Tagesstunden. Dies deutet darauf hin, dass sie im Gegensatz zur Westlage noch stärker durch das Hinuntergreifen der Gradient- und Höhenwinde in Tal- und Muldenlagen geprägt ist.

Auf die Schwierigkeiten der gleichzeitigen Darstellung des Stromfeldes auf verschiedenen Niveaus wird in Kap. 4.7. hingewiesen.

4.3. Vertikaltemperaturschichtung

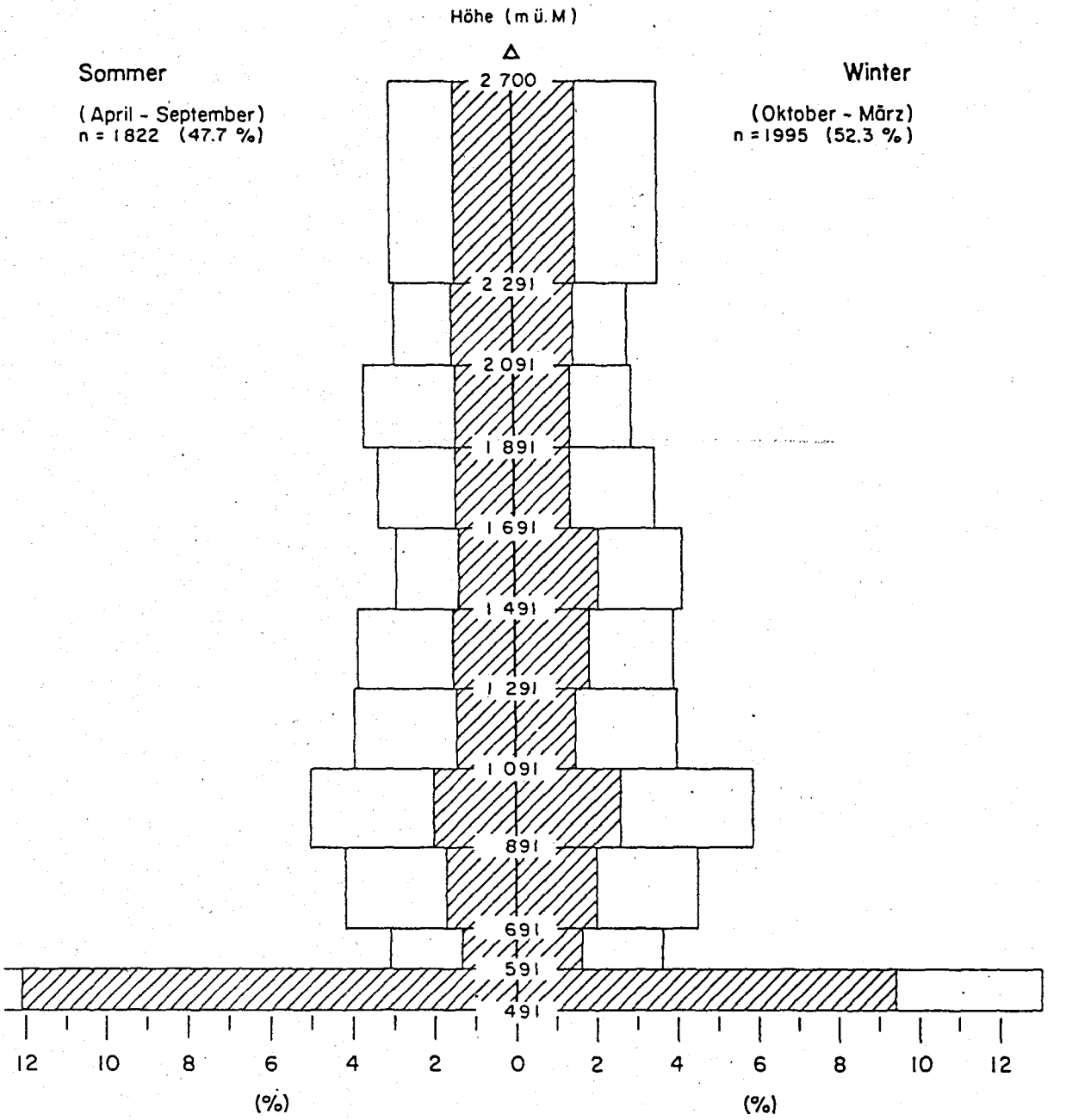
Wie oben bereits erwähnt wurde, ist es unmöglich, mit konventionellen Daten eine flächendeckende Aussage über die wetterlagenabhängige Schichtung der Temperatur, über Mischungsschichtobergrenzen oder häufige Inversionsniveaus zu erhalten. Abgesehen von der weiter unten diskutierten Methode der Nebelanalyse muss deshalb versucht werden, alle geeigneten Aussagen über die Schichtung der Temperatur zusammenzutragen. Dies darf uns jedoch nicht davon abhalten, die bestehenden Sondierungen sehr detailliert auszuwerten.

4.3.1. Häufigkeit inverser oder isothermer Schichtung über Payerne (1975 - 1979)

Es lag auf der Hand, in einem ersten Schritt die Daten der einzigen Schweizer Sondierstation (Payerne, 491 m über Meer) auf das Vorkommen inverser oder isothermer Schichtungen zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurden die Temperaturregistrierungen der Jahre 1975 - 1979 (Tag- und Nachtsondierungen) mit der maximal möglichen Feinheit bearbeitet und ausgewertet (TRÜEB 1981). Dies bedeutet, dass nicht nur die Werte der Standarddruckniveaus, sondern zirka ein Messwert alle 150 m in die Auswertung einbezogen werden konnte. Damit blieben die gering mächtigen, bodennahen Inversionen in dieser Statistik trotzdem unberücksichtigt.

Figur 6

Aerologische Station Payerne (491 m ü.M.):
Häufigkeit von Inversionen und Isothermien, berechnet für 11 Schichtpakete zwischen 491 und 2700 m ü.M. (schraffierte Flächen: Termin 00 Z; weisse Flächen: Termin 12 Z).



Tab. 2

Feinauswertung der Payerne - Sondierungen (1975 - 1979, Termine 00z und 12z): Wahrscheinlichkeit des Auftretens inverser oder isothermer Schichtung innerhalb der angegebenen Luftschicht bei den entsprechenden Wettertypen (nach TRÜEB 1980)

Wettertyp / Höhe über Meer	Konvektiv			Advektiv				Mischlager
	Hoch	Flach	Tief	West	Nord	Ost	Süd	
2291 - 2700	.07	.06	.05	.09	.10	.08	.03	.08
2091 - 2290	.07	.06	.04	.07	.08	.10	.04	.02
1891 - 2090	.08	.05	.04	.06	.07	.12	.06	.02
1691 - 1890	.10	.06	.05	.05	.09	.09	.06	.08
1491 - 1690	.12	.07	.05	.07	.07	.07	.06	.08
1291 - 1490	.13	.07	.05	.07	.07	.13	.10	.05
1091 - 1290	.15	.07	.03	.10	.06	.09	.10	.07
891 - 1090	.17	.10	.06	.13	.09	.06	.18	.05
691 - 890	.18	.07	.05	.07	.08	.02	.12	.11
591 - 690	.13	.05	.06	.08	.04	.04	.12	.04
491 - 590	.38	.30	.19	.25	.21	.13	.35	.15
Wahrscheinlichkeit des Auftretens	.17	.29	.12	.10	.15	.05	.10	.04

Besser kann diese Frage erst nach der Aufstellung der ausbreitungsbezogenen Wetterlagenklassifikation beantwortet werden (Nr. 3 in Fig. 3). An dieser Stelle sei bloss bemerkt, dass die Payerne-Ergebnisse für den Bereich oberhalb etwa 700 m über Meer gute Schätzwerte liefern. Die bodennahe Schichtung hingegen ist sehr stark durch Lokaleffekte geprägt. Hier müssen entweder zusätzliche Feinsondierungen gemacht werden, oder es muss nach andern, geeigneten Auswertungsmethoden gesucht werden!

4.3.2. Bearbeitung der Lufttemperatur-Tagesminima aller Schweizer Klimastationen

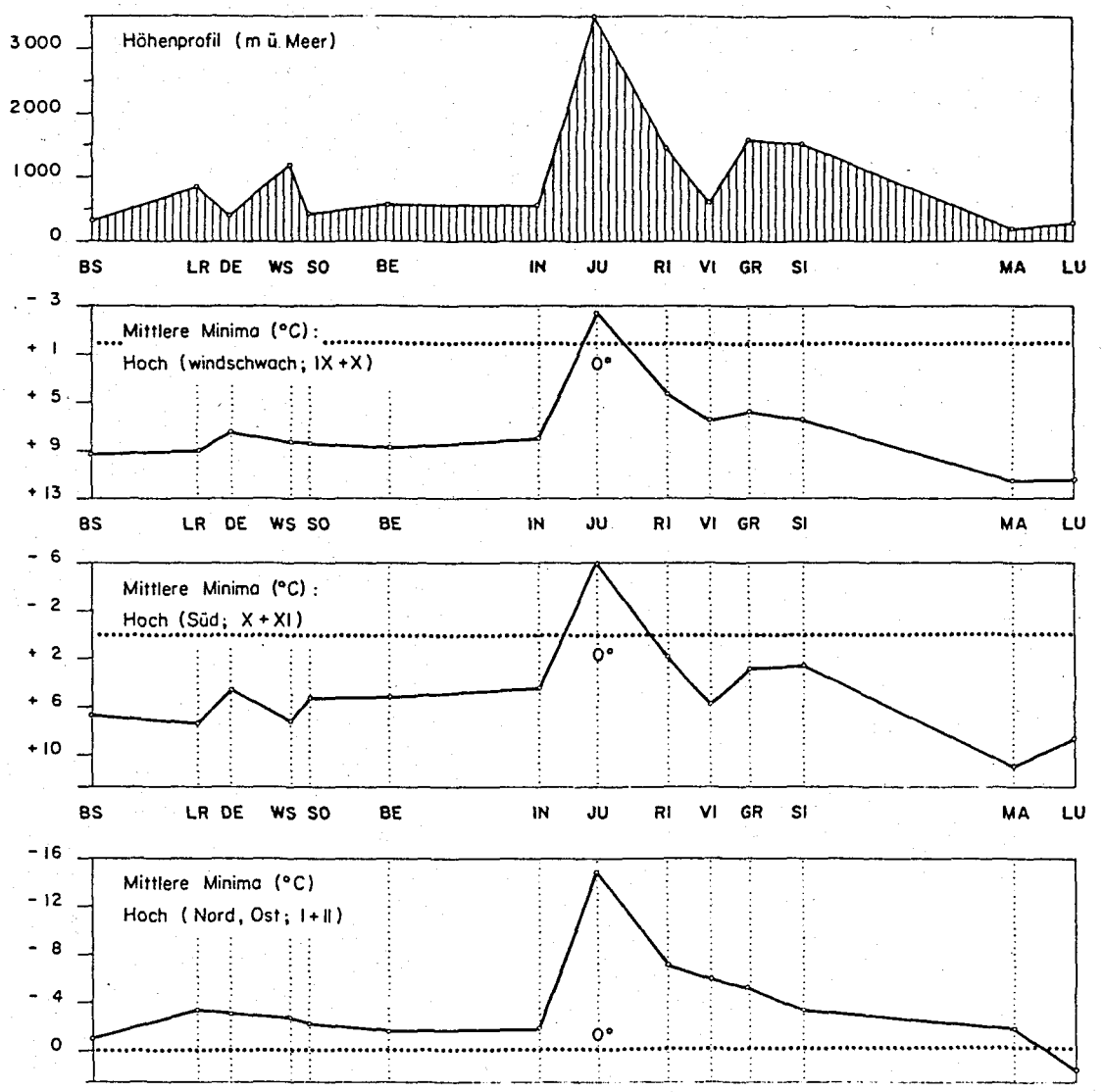
Wie soeben erwähnt wurde, lässt sich mit Hilfe der offiziellen Radiosondenstationen kein räumliches Bild über die Vertikaltemperaturschichtung gewinnen. Um dennoch in kurzer Zeit Angaben über diesen wichtigen Indikator des Vertikalaustausches machen zu können, müssen auch weniger gut geeignete, zum Teil indirekte

Figur 7

Mittlere Temperaturminima (1971 - 1980), dargestellt an 14 ausgewählten Stationen im Querschnitt durch die Schweiz;

- oberste Figur: Höhenprofil;
- zweitoberste Figur: Darstellung für windschwache Hochdrucklagen im September und Oktober;
- zweitunterste Figur: Darstellung für Hochdrucklagen mit südlicher Höhenströmung im Oktober und November;
- unterste Figur: Darstellung für Hochdrucklagen mit nördlicher und östlicher Höhenströmung im Januar und Februar.

(siehe punktierte Linie auf Fig. 9)



BS	Basel	BE	Bern	VI	Visp
LR	Les Rangiers	IN	Interlaken	GR	Grächen
DE	Delémont	JU	Jungfraujoch	SI	Simplon-Dirf
WS	Weissenstein	RI	Ried im Lötschental	MA	Magadino
SO	Solothurn			LU	Lugano

verwendbare Grössen, welche jedoch räumlich eine bessere Auflösung gewährleisten, in die Untersuchungen einbezogen werden. In unserem stark gegliederten Gelände bieten sich in erster Linie die Messungen benachbarter Stationen an, welch auf unterschiedlichen Höhenniveaus liegen.

EMSLIE (1979) hat in British Columbia (Kanada) eine Auszählung der Inversionen auf Grund von Aufzeichnungen an 36 Stationspaaren (je eine Tal- und Hangstation) vorgenommen. hat gezeigt, dass damit eine erste Abschätzung der Ausbreitu bedingungen vorgenommen werden kann. Für das Gebiet des nör lichen Schwarzwaldrandes hat KALB (1981) anhand von Station werten die mittlere Höhe des Inversionsniveaus bestimmt. Mi Hilfe der Temperaturextremwerte hat sie für ausgewählte Sta tionspaare die Inversionshäufigkeiten geschätzt und zudem ge wagt, eine Karte der mittleren täglichen Temperaturminima (Jahresmittel) zu entwerfen.

In unserem Fall haben wir uns bisher aus Aufwandgründen auf die Tagesminima der Lufttemperatur konzentriert. Damit gewi wir ein Bild der Temperaturverhältnisse zur Zeit des Ausstr lungsmaximums (oder kurz danach) und erhalten bei der Bearb tung von Stationspaaren einen Hinweis auf die Vertikaltempe raturschichtung zum Zeitpunkt maximaler Stabilität.

In einem ersten Schritt wurden für verschiedene Zeiträume u Wetterlagen die wichtigsten Masszahlen der täglichen Temper minima von total 167 Schweizer Klimastationen berechnet (Ze 1971 - 1980). Fig. 7 zeigt einen Querschnitt durch die Schw der anhand von 14 ausgewählten Stationen für drei wichtige, austauscharme Hochdrucklagen des Winterhalbjahres gezeichnet wurde:
Die windschwache Hochdrucklage des Frühherbstes (September, tober) zeigt auf Grund der zahlreichen Talinversionen einer starken Ausgleich zwischen Tal-, Hang- und Gipfelstationen. Station Delémont (extreme Kaltluftseelage) weist sehr tiefe die Station Weissenstein dagegen sehr hohe Minima auf. Diese Effekt wird bei der antizyklonalen Südlage (Oktober, Novemb teilweise noch verstärkt, da sehr oft wärmere Luft auf die b

dennahe Kaltluft aufgleitet und dadurch das Vorhandensein tiefliegender Inversionen begünstigt. Die tiefliegenden Stationen Delémont, Solothurn und Bern weisen deshalb tiefe Werte auf. Lediglich Visp liegt leicht günstiger, ein Effekt, der möglicherweise strömungsdynamisch begründet werden kann (durch dynamische Turbulenz induzierte Erwärmung der hangwärts fliessenden Luft?). Bei der Bisenlage im Hochwinter (Januar und Februar) liegen die Temperaturminima generell sehr tief. Les Rangiers zeigt eher ungünstigere Werte als der Weissenstein, und auch Visp wird nicht verschont. Als ganz markant darf auch die Gunstlage Luganos bezeichnet werden (Leeeffekt, Seeinfluss?).

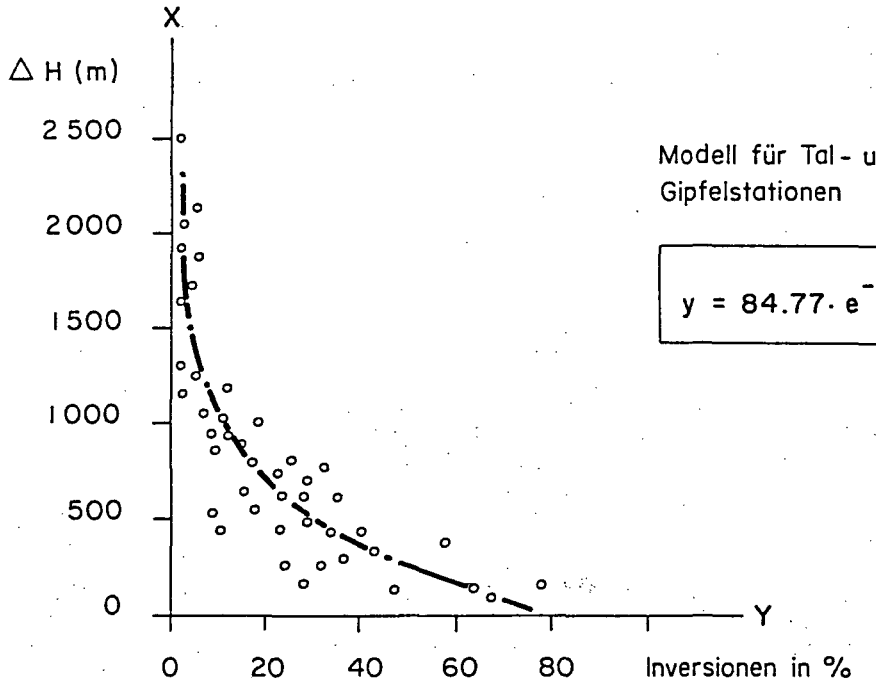
In einem zweiten Schritt wurden 106 benachbarte Stationspaare, welche auf unterschiedlicher Höhe liegen, ausgewählt und anschliessend bezüglich ihrer Häufigkeit verschiedener Klassen von Temperaturgradienten überprüft. Diese Auswertung wurde wiederum nicht nur nach Jahreszeiten, sondern auch nach Wetterlagen vorgenommen. An dieser Stelle sei nur der Versuch gezeigt, die Häufigkeit von Minimumtemperaturinversionen zu schätzen (Fig. 8). Dabei muss betont werden, dass die verwendeten Stationspaare sehr sorgfältig ausgelesen werden müssen. In unserem Fall wurden nur Kombinationen von Tal- mit Hang- oder Gipfelstationen berücksichtigt! Alle Stationspaare, welche entweder auf einen Spezialstandort oder auf besondere Effekte (Stadterwärmung, Seeinfluss) hinwiesen, wurden eliminiert. Fig. 8 zeigt, dass sich bei Beachtung der soeben erwähnten Randbedingungen eine recht schöne Korrelation zwischen Höhendifferenz und Inversionshäufigkeit finden lässt. Ein Test mit verschiedenen Modellen ergab, dass die Summe der Abweichungsquadrate bei Verwendung einer Exponentialfunktion am kleinsten ausfiel. Die bezeichnete Funktion sagt aus, dass die Inversionshäufigkeit bei einer Höhendifferenz von weniger als 700 m stark anzusteigen beginnt, und dass bei zirka 160 m Höhendifferenz ein Wert von zirka 60 % erreicht wird.

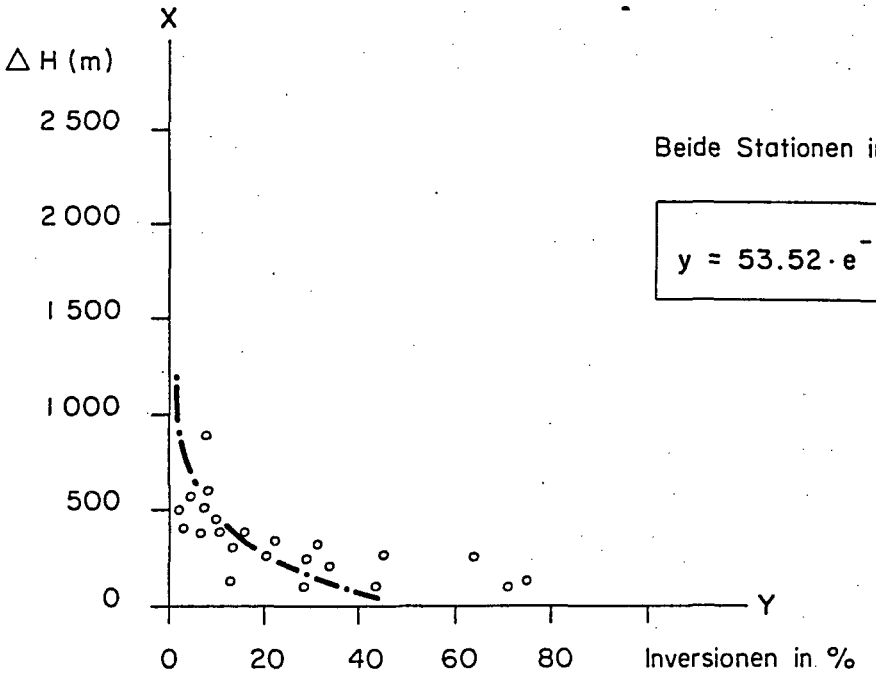
Eine weitere Möglichkeit besteht darin, auf Grund der in Fig. 8

Figur 8

Tagestemperaturminima (1971 - 1980):

Schätzung der Inversionshäufigkeit (abhängige Variable) auf Grund der Höhendifferenz zweier benachbarter Stationen (unabhängige Variable).





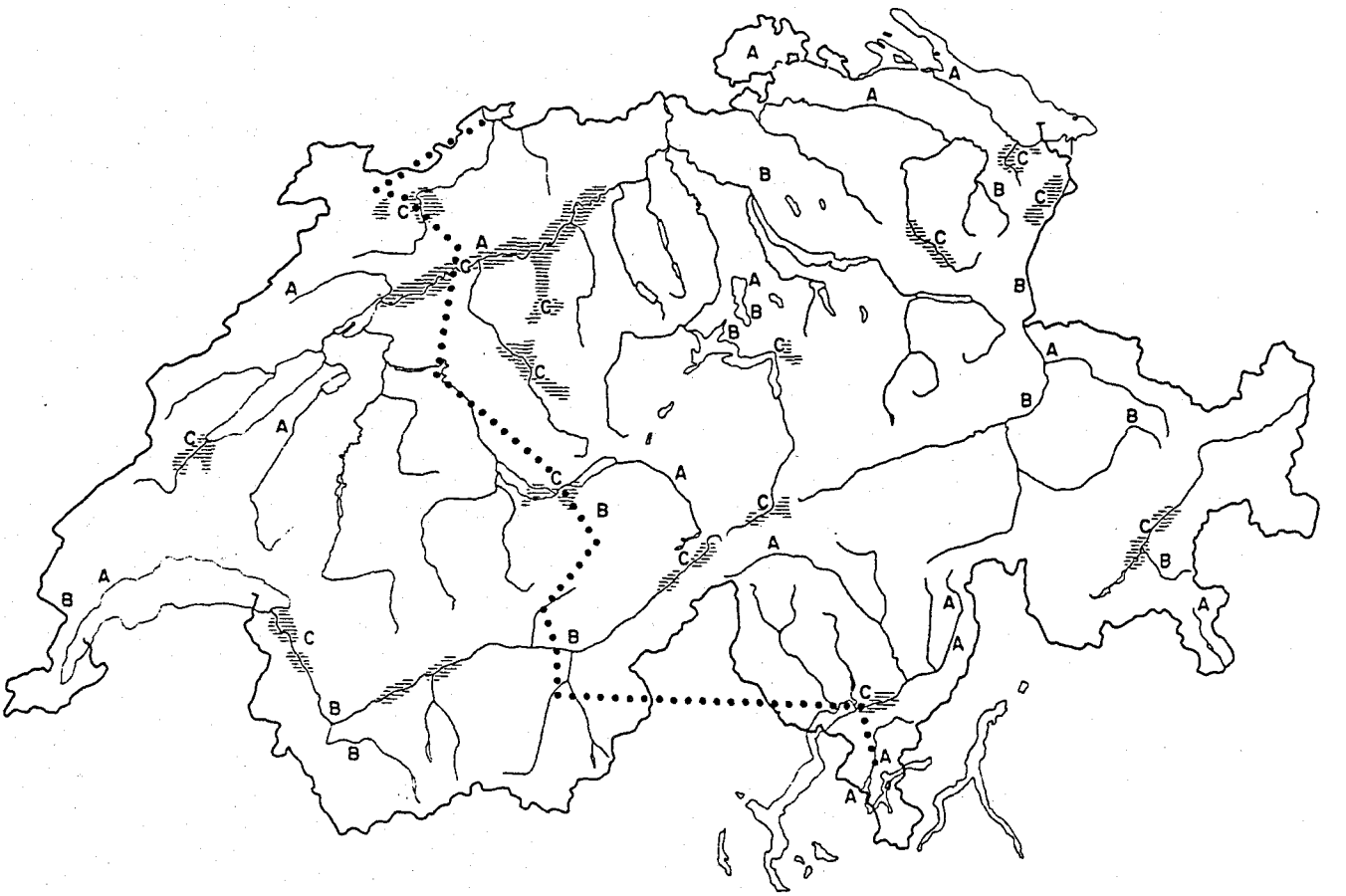
Figur 9

Inversionshäufigkeit ausgewählter Standorte der Schweiz, klassiert aufgrund der Residualwerte auf Fig. 8:

A: Stark negative Residualwerte: Kleine Inversionshäufigkeit;
B: Residualwerte tief: Normale Inversionshäufigkeit;
C: Stark positive Residualwerte: Grosse Inversionshäufigkeit;

Schraffierte Gebiete: Hinweis auf hohe Schichtungsstabilität.

(Punktierte Linie: Verbindungslinie zwischen den auf Fig. 7 gezeigten Schweizer Klimastationen)



sichtbaren Residualwerte abzuschätzen, ob ein Stationspaar im Vergleich zur angeglichenen Kurve viel oder wenig Inversionen aufweist. Da die Residualwerte mit zunehmender Meereshöhe generell ansteigen, wurden sie zusätzlich durch diese Meereshöhe dividiert. Die erhaltenen Werte lassen sich in drei Gruppen einteilen und kartographisch darstellen. Fig. 9 zeigt anhand von Buchstaben, ob im Bereich des betrachteten Stationspaares eine geringe, mittlere oder hohe Inversionshäufigkeit auftrat.

Die Gebiete mit einem Hinweis auf hohe Inversionshäufigkeiten wurden zusätzlich durch eine Schraffur hervorgehoben. Es handelt sich um bekannte Talregionen innerhalb des Juras (Delsberger Becken), entlang des Jurasüdfusses, der Voralpen, aber auch des Alpenraumes und der Alpensüdseite (Magadinoebene). Obwohl damit keine flächendeckende Aussage gemacht werden kann, bietet doch diese Methodik eine erste Basis für räumliche Aussagen über die Vertikaltemperaturschichtung.

4.3.3. Flugzeug- und Satellitendaten

Der Schluss liegt nahe, dass das Verfahren der Infrarot-Thermometrie (mit Radiometern) auch für die Abschätzung von Inversionen und Kaltluftobergrenzen eingesetzt wird, denn die letzteren können sehr oft mit der fundamental wichtigen Mischungsschichtobergrenze gleichgesetzt werden. Im gleichen Atemzug muss jedoch gesagt werden, dass die Möglichkeiten dieser Infrarot-Thermometrie in einer Phase der Anfangseuphorie sehr oft überschätzt wurden. Vor allem der Schluss von Bodenoberflächentemperaturen auf bodennahe (2 m) oder sogar bodenfernere Lufttemperaturen ist nur unter der Bedingung möglich dass

- der Vertikalaustausch infolge stabiler Schichtung gering bleibt;
- die Horizontaladvektion sehr schwach ist;
- die den Energiehaushalt der Bodenoberfläche beeinflussenden Parameter wie Strahlungsbilanz und "thermisches Speichervermögen" vorher in ihren Grössenordnungen abgeschätzt wer

Figur 10

Aaretal zwischen Bern und Thun (siehe Topographie auf Fig. 14):
Versuche zur Auffindung von nächtlichen Kaltluft-Stagnationsgebieten:

Figur 10 a: Relative Strahlungstemperaturen der Bodenoberfläche, ermittelt aufgrund von Daten des Satelliten HCMM (Kanal thermales Infrarot) vom 6.11.1978, 01.36 GMT (schraffiert: kalt / weiss: warm / gestrichelt umrandete Gebiete: sehr warm);

Figur 10 b: Engnisse mit Kaltluftstau (Balken; Ermittlung aufgrund der Methodik von SCHNELLE, 1972) sowie wichtige Kaltluftsammelgebiete (schraffierte Flächen).

- auch der Bedeutung der Emissivität ein genügend grosses Gewicht beigemessen wird.

Für die Abschätzung des nächtlichen Rückganges der Bodentemperatur (ΔT_s) erweist sich die Formel von BRUNT (1941) als recht hilfreich:

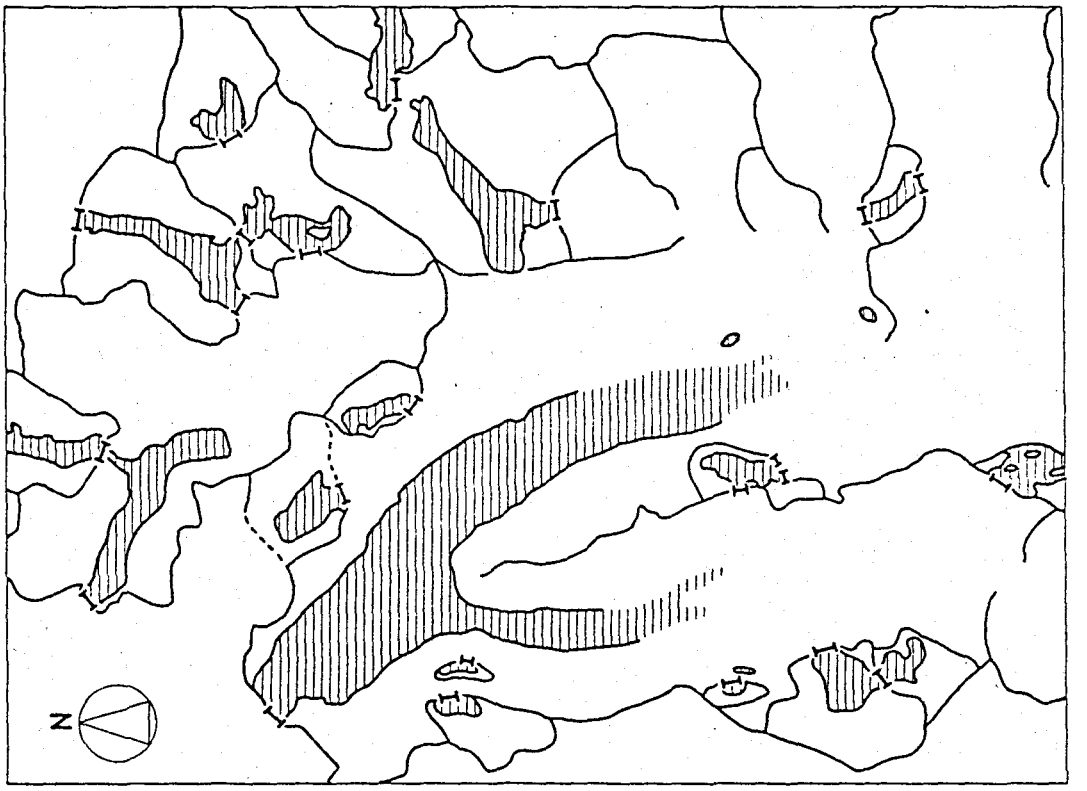
$$\Delta T_s (t) = -\frac{2}{\pi^{1/2}} \cdot \frac{L^*}{\mu} \cdot t^{1/2} \ [^oK] \qquad (17)$$

T_s : Bodenoberflächentemperatur (^oK)

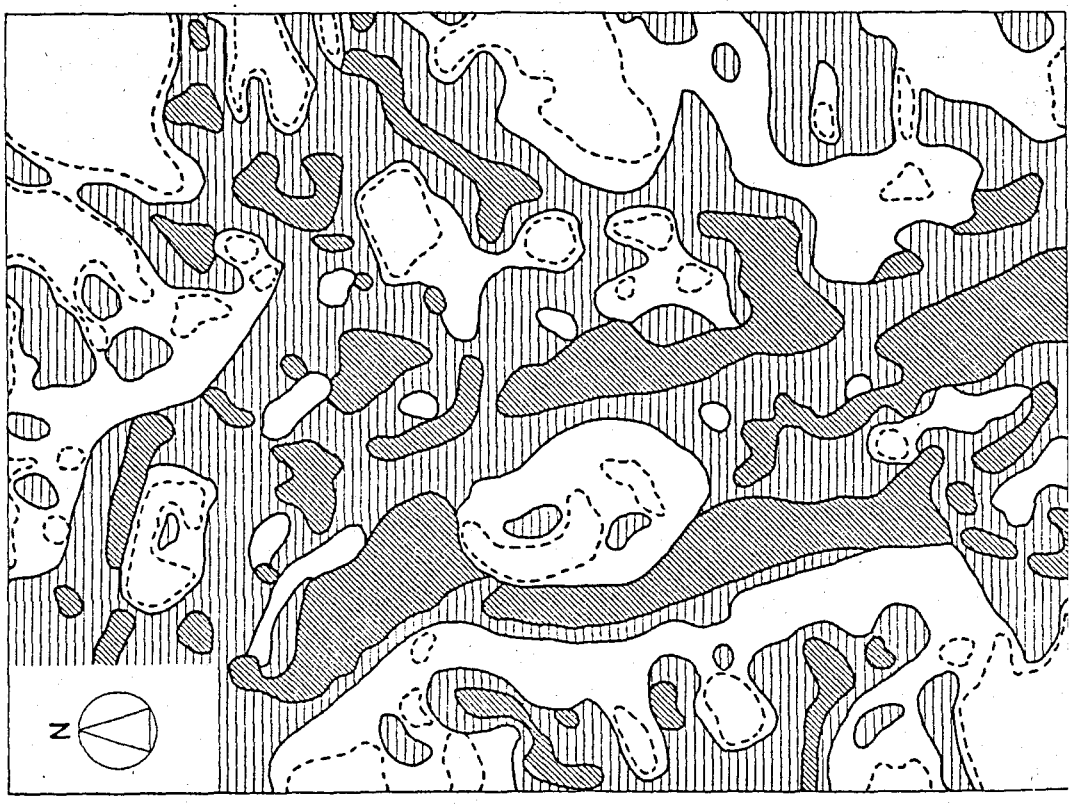
t : Zeit (Std.)

L^* : Langwellige Strahlungsflussdichte ($W \cdot m^{-2}$)

μ : "thermisches Speichervermögen" ($J \cdot m^{-2} \cdot sec^{1/2} \cdot {}^oK^{-1}$ [siehe Formel (20) , S.60]



Figur 10 b



Figur 10 a

NEJEDLY (1981) und WINIGER (1982) haben gezeigt, dass unter Beachtung der genannten Vorbehalte eine qualitative Abgrenzung von kalten Talböden und warmen Hangzonen vorgenommen werden kann, welche nicht zuletzt auch eine Abgrenzung des Inversionsniveaus zulässt. SCHORER (1983) hat für die bereits in Fig. 5 gezeigte Region Aaretal Bern - Thun eine qualitative Abschätzung der nächtlichen Bodenoberflächen-Strahlungstemperaturen anhand von Radiometermessungen des Satelliten HCMM vorgenommen (Methode von NEJEDLY 1981). Fig. 10 a stellt diese Auswertung einer theoretischen Abschätzung der Kaltluftsammelgebiete gegenüber, welche rein theoretisch auf Grund der Topographie vorgenommen wurde (siehe Beschreibung in Kap. 4.5.). Wir erkennen deutlich, dass die theoretisch ermittelten Kaltluftsammelgebiete recht schön mit den vom Satelliten HCMM ermittelten, kalten Bodenoberflächen-Strahlungstemperaturen übereinstimmen - eine Tatsache, die sich auch bei den Felduntersuchungen von BAUMGARTNER (1982) bestätigt hat. Einiges Kopfzerbrechen bereitet uns sicher der Umstand, dass sich gerade die Talböden sehr stark abkühlen, weisen diese doch eine grosse Bodenfeuchte und folglich ein beträchtliches "thermisches Speichervermögen" auf, was nach Formel (17) zu einer geringeren Oberflächenabkühlung führen müsste (OKE 1981)! Im weiteren müsste abgeklärt werden, in welcher Grössenordnung der verdunstungsbedingte Wärmeverlust liegt !
Nach den im Aaretal gemachten Feldmessungen (BAUMGARTNER 1981) ist der Austausch in diesen Mulden sehr stark begrenzt. Die starke Abkühlung der Bodenoberfläche (günstige Ausstrahlungsgeometrie in breiteren Tälern) kann sich deshalb nur einer relativ dünnen Luftschicht "mitteilen", d.h. der Energiefluss von der Luft zur kälteren Bodenoberfläche in Form des turbulenten Wärmeaustausches bleibt sehr gering. Wohl fliesst die im Alpenraum und an den benachbarten Hängen gebildete Kaltluft auf Grund der Gravitation talabwärts. Sie kann jedoch in der Regel die autochthone "Kaltlufthaut" der Mulden und Senken nicht ausräumen und fliesst darüber hinweg. Fig. 10 zeigt uns zudem, wie diese Kaltluftmulden anhand der Infrarot-Thermometrie oder anhand einfacher topographischer Denkmodelle "aufgespürt" werden können (siehe auch Kap. 4.5.).

4.4. Nebel

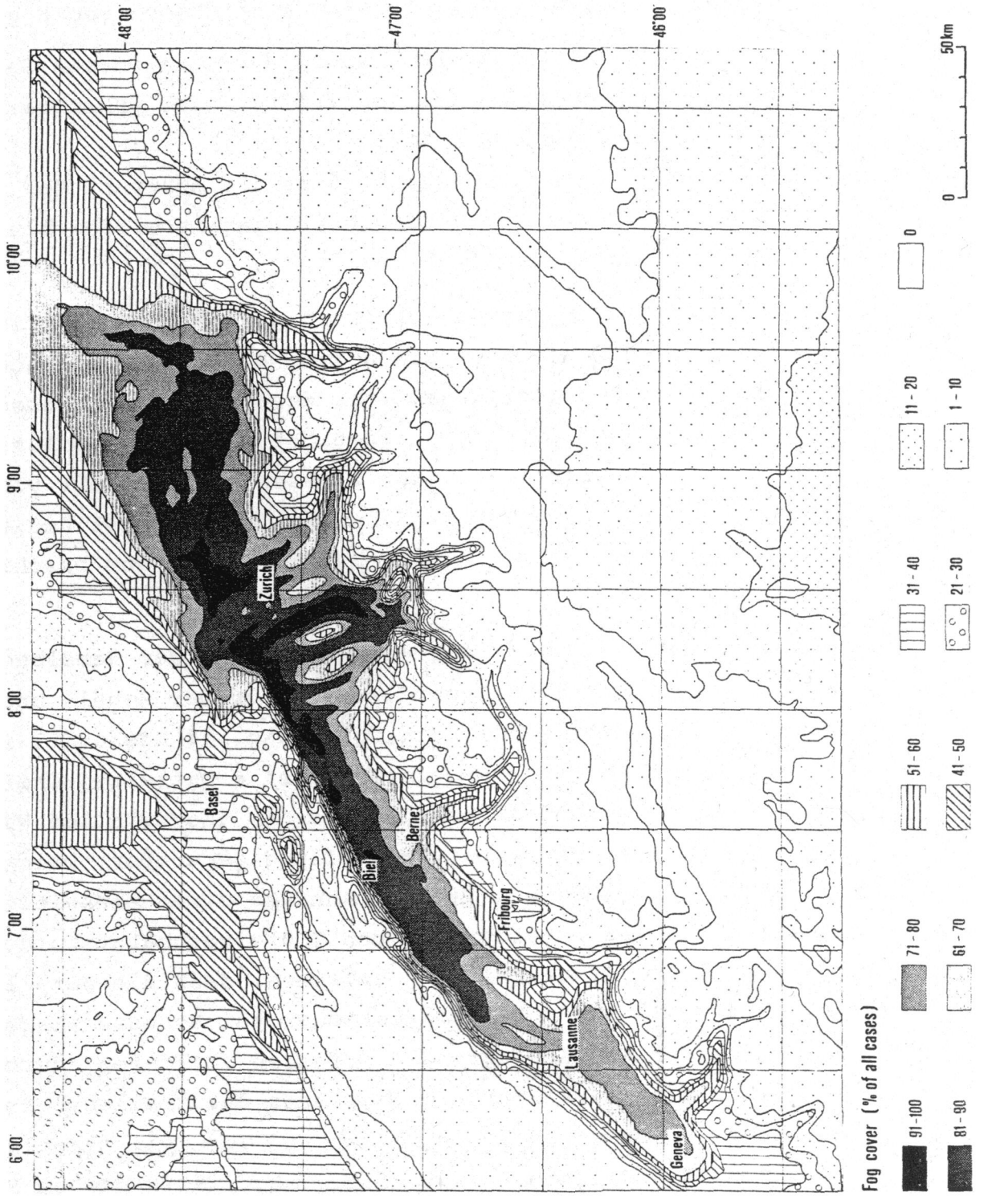
Wie oben erwähnt wurde, bieten sich auf Grund des vorhande Datenmaterials zwei verschiedene Formen der Nebelauswertung an: Zum ersten kann auf Grund der vorhandenen Stationsbeob tungen eine kartographische Auswertung nach Nebelarten und belhäufigkeiten vorgenommen werden. Zur Zeit wird die in WANNER (1979) beschriebene Methodik in eine gesamtschweize Nebelkarte des Winterhalbjahres im Massstab 1 : 300 000 umg setzt. Dabei stehen für die fünfjährige Periode zwischen 1 und 1974/75 (Oktober bis März) zirka 900 Stationen zur Verfügung (Messnetze der SMA und Sondernetze des GIUB).

An dieser Stelle sei eine neue Methodik der Nebelkartierun beschrieben, welche sich auf das zahlreiche Datenmaterial umlaufender Wettersatelliten abstützt. Mit Rücksicht auf di Häufigkeit wichtiger Nebelwetterlagen wurden total 94 Wett satellitenbilder der Jahre 1973 - 1981 (Satelliten LANDSAT. NOAA und HCMM; Winterhalbjahr) mit klar abgrenzbaren Morge nebeldecken über dem Schweizer Mittelland ausgewählt, mit Hilfe eines ZOOM-TRANSFER-SCOPES entzerrt und in topograph Basiskarten im Massstab 1 : 1 500 000 umgezeichnet. Die kar tierten Nebeldecken wurden anschliessend schwarz ausgefärb und fotografiert. Die dabei entstandenen schwarz-weiss-Fil wurden mit einem OPTRONICS-Scanner für Durchlichtfolien ab tastet und digitalisiert. Aus dem dadurch entstandenen digi talen Datensatz lassen sich beliebig Kollektive auswählen (z. B. typische Wetterlagen), aus denen man schliesslich di mittlere Nebelbedeckung berechnen kann. An dieser Stelle s lediglich die Mittelkarte des Gesamtkollektivs abgedruckt (Fig. 11). Eine detaillierte Beschreibung der Kaltluft- ur Nebelmeerdynamik wird in WANNER und KUNZ (in Vorbereitung) vorgenommen. Die in Fig. 11 gezeigte Karte der mittleren M nebelbedeckung im Winterhalbjahr vermittelt einen schönen Ueberblick über die Hauptnebelgebiete unseres Landes:

- die Maximalzone (81 - 100 % Nebelbedeckung) erstreckt sic von Orbe im SW entlang von Jurasüdfuss und Randen bis ir Raum Bodensee - Ravensburg im NE;

Figur 11

Nebelbedeckung über der Schweiz, ermittelt aufgrund von 94 digitalisierten Wettersatellitenbildern (Hochdrucklagen, Winterhalbjahr, Ueberflug am Morgen).



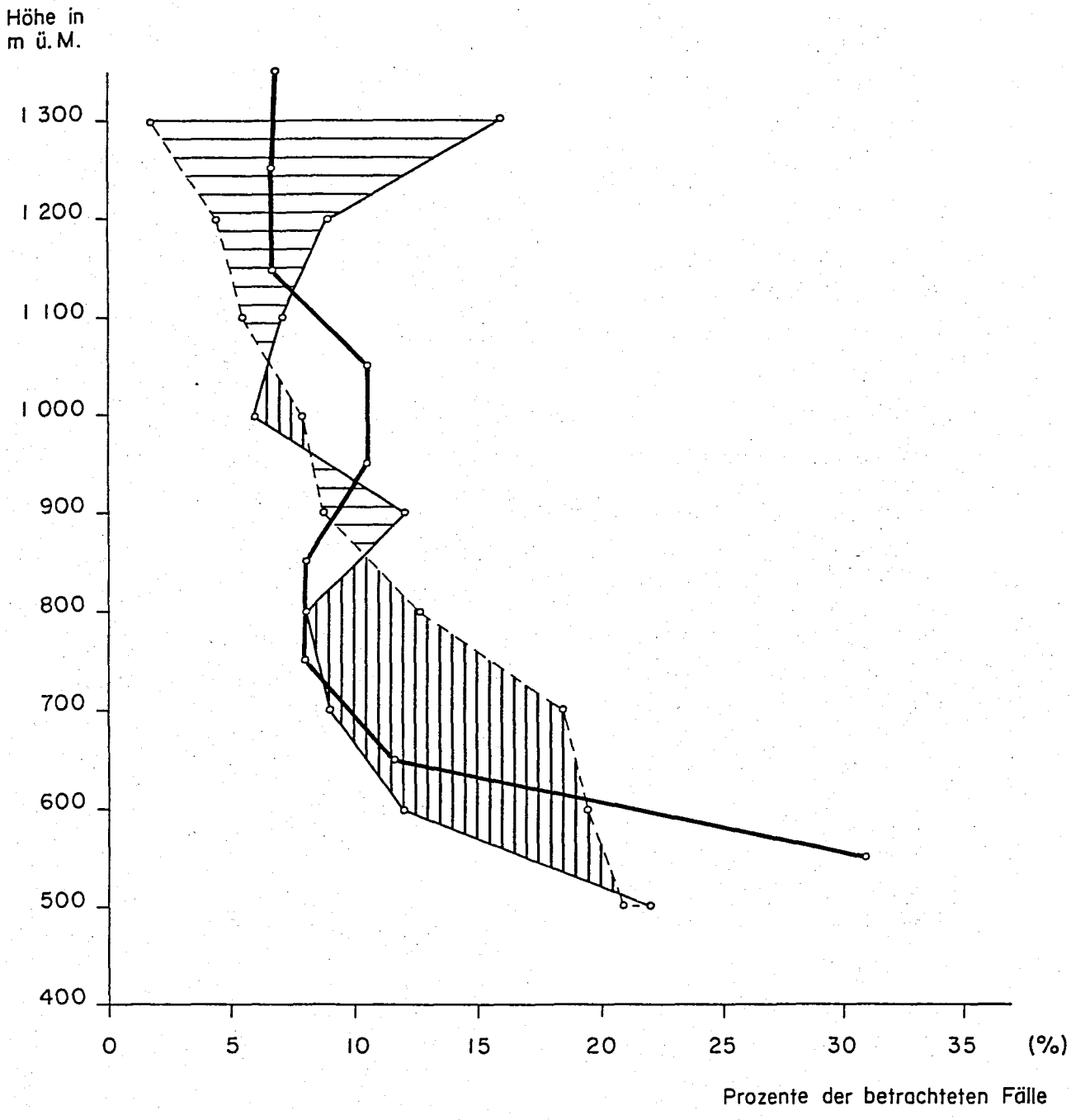
- nördlich dieses Raumes fallen die Becken von Delsberg und Laufen, das Tal des Doubs bei Montbéliard und die Oberrheinische Tiefebene mit Werten über 51 % besonders auf;
- südlich der Alpen wird der Einfluss der Nebeldecke sichtbar, welche zeitweise aus der Poebene bis an den Alpenrand vordringt; die Nebelhäufigkeiten sind jedoch recht gering, was nicht zuletzt auf die Auswahl der verwendeten Satellitenbilder zurückzuführen ist (Bedingung: Klar erkennbare Nebeldecke(n) im Schweizer Mittelland);
- schliesslich ist zu beachten, dass die Mehrzahl der Alpen- und Juratäler bei Hochdruckwetterlagen nebelfrei bleibt (Erklärung siehe unten).

Trotz des bescheidenen Kollektivs von 94 Satellitenbildern dürfte die Karte ein repräsentatives Bild der Nebelbedeckung liefern, da das Verteilungsmuster des Nebels zum grossen Teil das Resultat des gravitativ ausgelösten Kaltluftabflusses darstellt, welcher infolge seiner grossen Abhängigkeit von der Topographie relativ geringe Schwankungen aufweist und auch durch das synoptisch bedingte Druck- und Stromfeld nur beschränkt modifiziert wird.

Auf die Frage, wie weit die gezeigte Karte der Nebelbedeckung auch Hinweise auf die räumliche Struktur der Nebel- und Inversionshäufigkeit geben kann, gibt Fig. 12 Auskunft: Sie stellt die durch Stationsbeobachtungen ermittelte Höhenverteilung der Morgennebelhäufigkeit eines ausgewählten Winterhalbjahres jener Häufigkeitsverteilung gegenüber, welche aus 175 Satellitenbildern unter der Annahme einer einheitlichen Schichtdicke des Nebelkörpers von 250 m geschätzt wurde (WANNER 1979). Es ist deutlich zu erkennen, dass die Satellitenbildkollektive vor allem Nebelsituationen bei Hochdrucklagen mit tiefliegenden Nebelobergrenzen erfassen (Differenz durch Vertikalschraffur markiert). Im Gegensatz dazu fallen Beispiele mit hochliegenden Nebelobergrenzen und zum Teil chaotischer Bewölkung und Hangnebel fast völlig weg, da in diesem Fall zum Aufnahmezeitpunkt praktisch das ganze Bild eine Wolkendecke

Figur 12

Schweizerisches Mittelland: Höhenverteilung der Nebel- und Inversionshäufigkeit im Winterhalbjahr.



——— Häufigkeit von Morgennebel im zentralen Schweizer Mittelland (Winter 1970/71, Oktober - März)

– – – – Nebelhäufigkeit, ermittelt auf Grund von 175 Satellitenbildern (Morgenüberflüge, Schichtdicke des Nebels mit 250 m angenommen)

——— Häufigkeit von Inversionen und Isothermien über Payerne (1974 - 1979, Dezember - Februar)

zeigt (diese Differenz wird durch eine Horizontalschraffur markiert). Zur dritten Kurve, welche die Häufigkeit von Inversionen oder Isothermien über Payerne darstellt: Innerhalb der bodennahen Luftschichten des Schweizer Mittellandes dürfen wir im Winterhalbjahr etwa vier bis sechs Mal mehr Inversionen erwarten als Nebel. In Fig. 12 werden jedoch nur die Häufigkeitsverteilungen innerhalb der PBL verglichen. Ueber die Absolutbeträge ist damit nichts gesagt. Wir erkennen, dass fast ein Drittel aller Inversionen oder Isothe die wir in den untersten 1000 m der Atmosphäre registrieren, im Bereich von 0 bis 100 m über Boden auftreten. Zwischen 800 und 1000 m über Meer wird ein sekundäres Maximum der Nebelhäufigkeit sichtbar. Dieses wird erwartungsgemäss auch durch eine Zunahme der Inversionshäufigkeit oberhalb des Nebels signalisiert (950 bis 1050 m über Meer).

Hochebenen und Alpentäler weisen sehr oft Inversionen (vor allem nachts), dagegen nur selten "Schönwetternebel" auf! Dieser Effekt ist in erster Linie auf die Strömungsdynamik (adiabatische Erwärmung der nächtlichen Hangwinde sowie Erhöhung der dynamischen Turbulenz), auf die tiefen Temperaturen (dadurch relativ geringe spezifische Feuchtigkeit) sowie möglicherweise auch auf die bei den herrschenden Temperaturen hohe Differenz des Sättigungsdampfdruckes zwischen Wasser und Eis zurückzuführen (Maximum im Bereich zwischen -10 und 15° C). Die Eiskristalle beginnen dann auf Kosten der Wassertröpfchen zu wachsen und sinken gravitativ ab (WANNER 1979).

4.5. Geländeparameter (topographische Modelle)

Bekanntlich sind alle Feldmessungen, auch jene zur Ermittlung von Horizontalwindfeld und Vertikaltemperaturschichtung, sehr aufwendig. Physikalische und mathematische Modelle leiden deshalb darunter, dass die Werte der Input-Variablen nur ungenügend bekannt sind. Dagegen existieren in unserem Land ein Reihe von Geländerastern (z. B. für die Gitternetzabstände 50 m, 100 m, 250 m), welche neben der Meereshöhe auch andere wichtige Grössen wie z. B. die Art der Bodenoberflächenbe-

deckung enthalten. Dadurch bietet sich für Gebiete, welche bereits eine grosse Zahl empirischer Feldmessungen aufweisen, der Versuch an, anhand von Geländerastern abzuschätzen, wieviel Varianz der Temperatur- und Windstichproben (letztere als vektorielle Grössen) bereits anhand von Geländerasterdaten erklärt werden kann. SCHORER (1983) hat zu diesem Zweck die folgenden Modellvorstellungen benützt, um das Horizontalwindfeld und die Vertikaltemperaturschichtung auf Grund von Geländeparametern (siehe Fig. 1 und Tab. 1) zu schätzen:

(1) Der potentielle, gravitativ ausgelöste nächtliche Kaltluftfluss lässt sich anhand morphologischer Kriterien (Hangneigung, Geländeform) grob rekonstruieren (vgl. ENDERS 1979).

(2) Dieser Kaltluftfluss wird an Talriegeln, welche schmaler sind als 450 m, unterbunden; hinter diesen Riegeln bilden sich markante Kaltluftseen (SCHNELLE 1972).

(3) Weitere morphologische Kriterien eignen sich ausgezeichnet zur Abschätzung der Durchlüftungs- oder Austauscheignung: Generelle Klassifikation der Geländedorm, Berechnung der Reliefenergie (LUDER 1980), Kartierung der Hangneigung· (Akkumulation der Kaltluft in Gebieten mit Hangneigungen $\leq 5^{o}$).

(4) Bei Annahme einer allgemeinen Anströmungsrichtung (z. B. SW) können mit den Geländeraster grob die Luv- und Leegebiete bezüglich dieser Strömung bestimmt werden. Damit lässt sich zumindest qualitativ eine Abgrenzung gut oder schlecht durchlüfteter Gebiete vornehmen (KAPS 1955).

(5) Anhand von Bodenbedeckungskategorien lässt sich die thermodynamische (Wirkungskette Energiebilanz → thermische Turbulenz) und die aerodynamische Beeinflussung (Wirkungskette Bodenrauhigkeit → mechanische Turbulenz) des bodennahen Windfeldes einigermassen abschätzen. Die Schwierigkeit besteht vor allem darin, Windprofile zu finden, deren Ableitung sich auch für stabile Schichtungen vornehmen lässt. Dagegen lassen sich Erscheinungen des Mikroreliefs relativ günstig nachvollziehen (z. B. Kaltluftstau an Waldrändern,

Abbremsung der Winde in Strassenschluchten).
Fig. 10 b zeigt den Versuch, die Bildung von Kaltluftseen 1. und 2. Ordnung (MARR 1970) anhand des Staus bei Talriegeln abzuschätzen (SCHNELLE 1972, SCHORER 1983).

Die Ueberprüfung sowohl durch die daneben gezeigte Karte der Bodenoberflächen-Strahlungstemperatur (Fig. 10 a) als auch durch Messfahrten bestätigt die Eignung dieser Methode für die Auffindung austauscharmer Mulden und Senken bei Strahlwetterlagen. Dabei darf nicht unerwähnt bleiben, dass die empirische Messung immer wieder Ueberraschungen bringt, we auch in ferner Zukunft kaum durch Modelle reproduziert werden können. Fig. 13 zeigt den Versuch, den potentiellen, gravitativ ausgelösten Kaltluftfluss zusammen mit den eigentlichen Kaltluftsammelgebieten darzustellen. Beide Phänomene wurden mit Hilfe des Geländerasters und der topographischen Karte abgegrenzt. Der Kaltluftfluss wurde auf Grund der im Geländerasteroutput sichtbaren Abflussrinnen bestimmt, welche sich bei einer Maschenweite dieses Geländerasters von 100 m feststellen lassen. Als Kriterium für die Abgrenzung der Kaltlsammelgebiete wurde der bereits genannte Grenzwert der Hangneigung ($\leqq 5^{\circ}$) benützt. Der Vergleich mit Felddaten deutet eine gute Uebereinstimmung mit der Natur hin, sodass sich sogar eine Anwendung der erwähnten Methodik für die ganze Schweiz lohnen könnte!

4.6. Mathematische und physikalische[1] Modelle

Der gewaltige Aufwand für die empirischen Datenerhebungen, die empirisch-statistische Modellierung und die Bearbeitung topographischer Modelle hat bisher nur wenig Zeit für die Anwendung mathematischer oder physikalischer Modelle zugelassen. Zudem gehören die drei erstgenannten Verfahren zur spezifisch-geographischen Arbeitsweise, weshalb wir uns auch auf diese Methoden konzentrieren möchten. Wir sind aus diesen Grunde dankbar, wenn sich andere Institute mit Modellen an der Studie beteiligen (z. B. IENER im Raum Biel - Seeland)

Wenn wir im Testgebiet Aaretal Bern - Thun dennoch mit einem

[1] Der Begriff "physikalische Modelle" wird in dieser Arbeit als Sammelbezeichnung für Modelle aus dem Bereich der "Fluid Mechanics" gebraucht

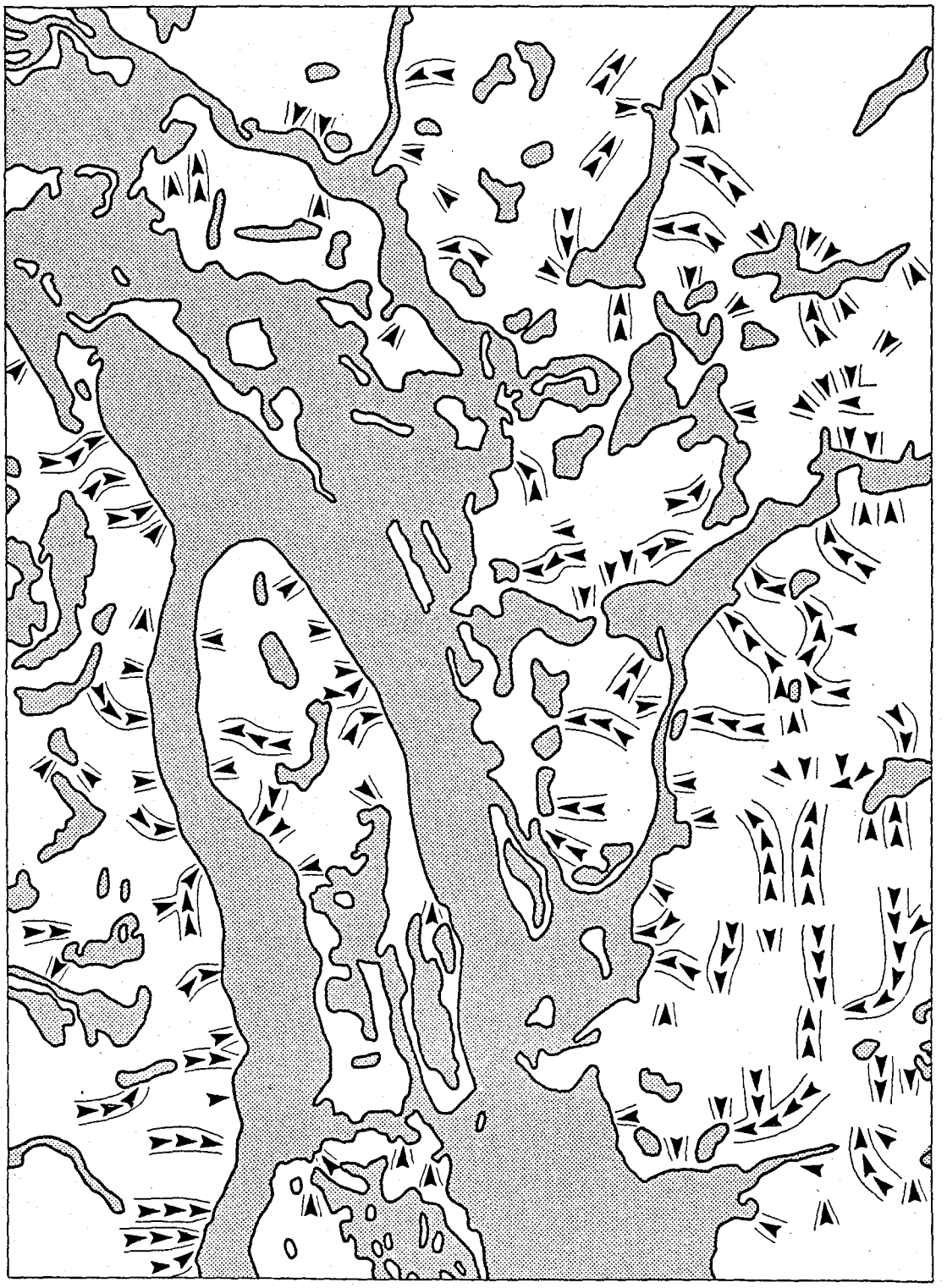
Figur 13

Aaretal zwischen Bern und Thun: Potentieller, gravitativ erzeugter, nächtlicher Kaltluftfluss entlang wichtiger Abflussrinnen sowie wichtigste Kaltluftsammelgebiete, ermittelt mit einem digitalen Geländeraster (Maschenweite: 250 m; nach SCHORER 1983).

Benützte Kriterien:

- Kaltluftabflussrinnen: Kartierung konkaver Formen mit Gefälle;
- Kaltluftsammelgebiete: Flächen mit Hangneigung $\leq 5^{o}$).

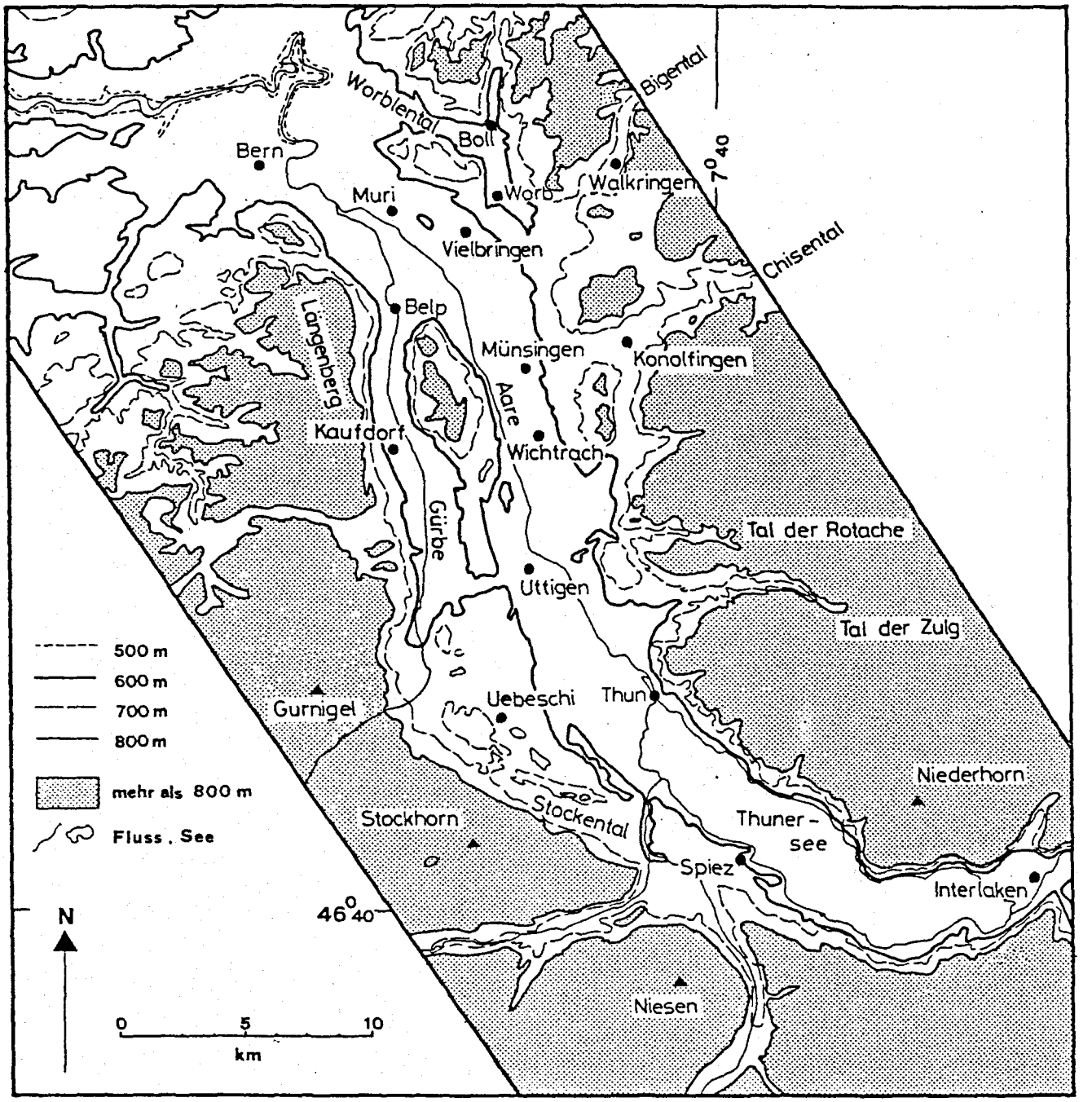
(siehe zugehörige Topographie auf Fig. 14 !)



hydraulischen Modell gearbeitet haben, so ist dies auf die Verfügbarkeit eines limnologischen Labors zurückzuführen, in dem in erster Linie die Strömungsverhältnisse in Seen untersucht werden. Da zudem eine rotierende Scheibe zur Simulation der Coriolisbeschleunigung zur Verfügung steht, haben wir uns entschlossen, den Kaltluftabfluss aus den Berner Alpentälern Richtung Berner Mittelland zu simulieren. Das u. a. in Grenoble von VADOT (1971) angewendete Verfahren der Reproduktion quasi-laminarer Kaltluftströme wurde mit Hilfe von Prof. Vadot im Limnologie-Labor des Berner Geographischen Institutes erneut mit Erfolg angewendet (ERNI 1983). Die Methodik besteht darin, dass der Dichtesprung zwischen der bodennahen, dichteren Kaltluft und der darüber lagernden, weniger dichten und wärmeren Luft mit Salzlösungen reproduziert wird. Dieses Verfahren hat gegenüber von Luft vor allem den Vorteil, dass die aus verschiedenen Tälern ausströmenden Kaltluftströme verschieden gefärbt werden können, und dass der Modellablauf durch Kammerturbulenz nicht gestört wird. Luft hat gegenüber Wasser den Vorteil, dass kleinräumige, vor allem thermisch bedingte Turbulenzen besser simuliert werden können. Für die Diskussion der Aehnlichkeitsprobleme verweisen wir auf ERNI (1983). An dieser Stelle sei nur kurz erwähnt, dass sich die wichtigen Aehnlichkeitsgesetze (v.a. Rossby-Zahl, Reynolds-Zahl, Richardson-Zahl / Froude-Zahl) aufgrund der angewendeten Methodik (Drehscheibe, gefärbte Salzlösungen) und der eingesetzten Reliefbautechnik (Epoxyharz, Massstab 1 : 50 000, zweifach überhöht) mit Vorbehalt erfüllen liessen (SNYDER 1972). Als kritisch erwies sich vor allem die Reproduktion der PBL in Form der abfliessenden "Kaltlufthülle". Die Simulation wurde deshalb in einem ersten Schritt über der glatten Epoxyharzoberfläche (ohne Einbau der Rauhigkeitselemente) vorgenommen. In einem zweiten Schritt wurde die Bodenrauhigkeit mit verschieden dimensionierten aufgeklebten Steinquadern massstäblich derart eingebaut, dass v.a. die Abweichungen der Reynolds-Zahl korrigiert werden konnten.

Figur 14

Das Testgebiet Aare- und Gürbetal zwischen Bern und Thun



(abgeändert nach BERLINCOURT 1981)

Fig. 14 zeigt einen Ueberblick über das Untersuchungsgebiet Aare- und Gürbetal zwischen Bern und Thun. Abb. 1 a wiedergibt die Versuchsanlage im Ueberblick. Das zweifach überhöhte Epoxyharzrelief wurde mit Höhenkurven versehen und anschliess in eine durchsichtige Kunststoffwanne eingebaut. Diese Anlage (zusätzlich mit einer Uhr versehen) konnte nun in dieser Form auch auf die Coriolis-Drehscheibe montiert werden. Eine über der rotierenden Wanne aufgebaute Zeitrafferkamera filmte nun die dynamischen Vorgänge in der Wanne.

Abb. 1 b zeigt einen Modellversuch im fortgeschrittenen Stadium: Am unteren Bildrand sind die Einspeisungen von gefärbtem Salzwasser in die verschiedenen Alpentäler sichtbar. Der durc das gefärbte Salzwasser markierte, nächtliche Kaltluftstrom hat sich bereits über den im Zentrum des Bildes sichtbaren Belpberg hinaus ergossen und brandet im obersten Bildteil gegen den Frienisberg. Er wird dadurch entzweigeteilt, fliesst als Hauptstrom durch den Wohlenseegraben (linke Bildhälfte) und als Nebenstrom durch die Senke von Zollikofen (oben rechts) in Richtung des tieferliegenden Mittellandtroges ab.

Die Resultate der in Kap. 4.5. und 4.6. beschriebenen Modellstudien zur Durchlüftung des Aare- und Gürbetals zwischen Bern und Thun werden in einer separaten Publikation erscheinen.

4.7. Erster Entwurf einer Durchlüftungskarte (Fig. 15)

Die Arbeiten an der oben erwähnten Durchlüftungskarte des Aaretals sind leider nicht abgeschlossen. Deshalb wird an dieser Stelle ein entsprechender Entwurf des zweiten Testgebietes (Raum Biel und Umgebung) abgedruckt. Dabei gelangt die bei Einzelparametern (v. a. Windfeld) gemachte Aussage noch vermehrte Gültigkeit: Das bodennahe Strömungs- und Schichtungsfeld lässt sich auf einer einzigen Karte nur schwer darstellen. Wir beschränken uns im gezeigten Fall auf die Region Biel - Seeland (WANNER et al. 1982) und nehmen den zusätzlichen Nachteil einer Schwarz-weiss-Darstellung in Kauf. Dabei gehen wir vorzugsweise so vor, dass wir gemäss

Abbildung 1

Modellierung des quasilaminaren, nächtlichen Kaltluftabflusses im Aare- und Gürbetal mit Hilfe eingefärbter Salzlösungen (siehe Topographie des Untersuchungsgebietes auf Fig. 14).

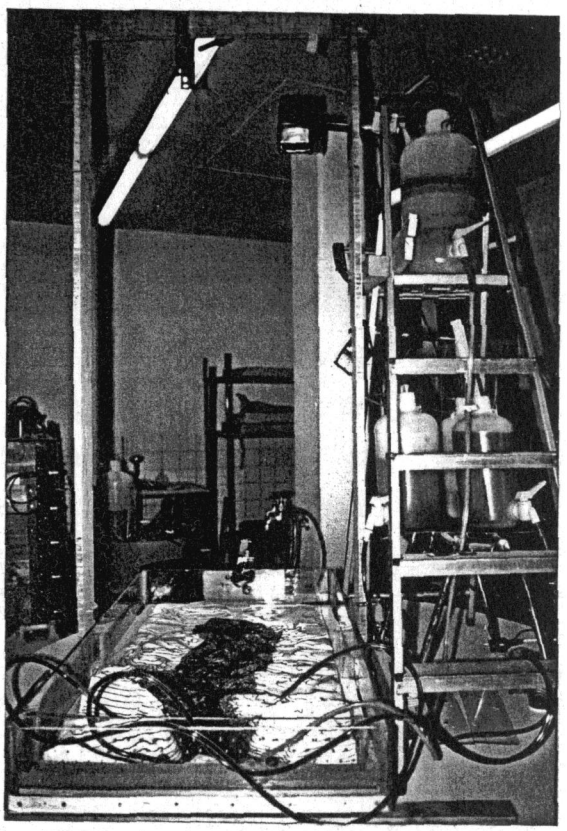


Abbildung 1 a:

Schrägansicht der gesamten Versuchsanlage: Am rechten Bildrand sind die Behälter der verschiedenen Salzlösungen sichtbar. Das auf der Coriolis-Drehscheibe befestigte Epoxyharzrelief (untere Bildhälfte) wurde in den Talregionen mit verschieden grossen (und unterschiedlich gefärbten) Rauhigkeitselementen versehen.

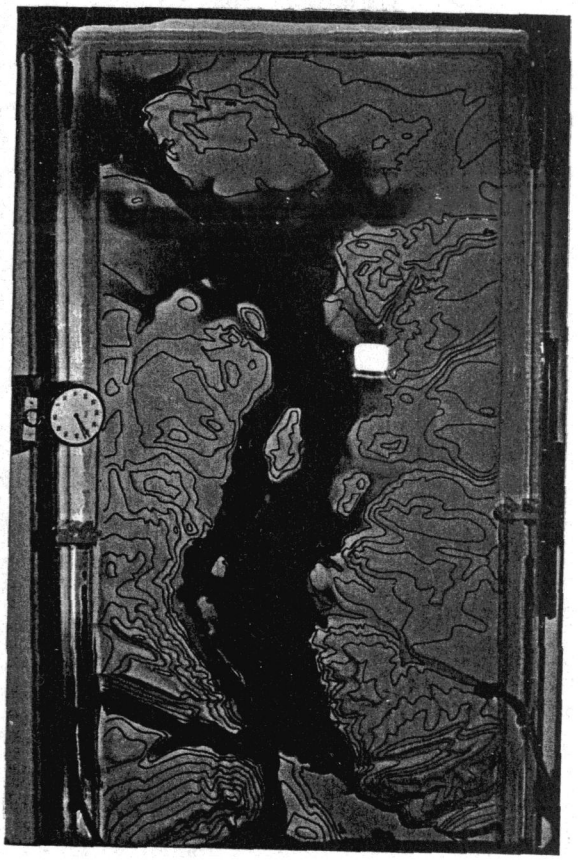


Abbildung 1 b:

Resultat eines Modellversuches: In der Mitte des Bildes ist der Belpberg sichtbar. Der "Kaltluftstrom" hat sich bereits über die Stadt Bern hinaus ergossen und fliesst teils westlich (grösserer Anteil) und teils östlich des Frienisbergs ab.

Fig. 1 ganz zuerst den Einfluss der relativ stabilen Geländeparameter (Topographie-Bodenrauhigkeit-Bodenbedeckung) auf das Klima der regionalen Scale abschätzen und dann die daraus abgeleiteten Erkenntnisse in einen Zusammenhang mit den Wettereinflüssen der synoptischen Scale stellen. Als Grundlage dient uns dabei die Fig. 15.

4.7.1. Einfluss der Geländeparameter (kleine Figur links unten auf Fig. 15)

- Topographie: Die Topographie beeinflusst die bodennahe Atmosphäre sowohl thermisch (sensibler und latenter Wärmeinput von Hochflächen aus) als auch mechanisch ("drag"-Effekt). Im Falle der Region Biel - Seeland zwingt die SW-NE-streichende Jurakette die bodennahen Winde in die zwei entsprechenden Hauptwindrichtungen SW und NE. Im Bereich des Jurasüdhanges erzeugen die gegenüber der freien Atmosphäre wärmeren (tagsüber) oder kälteren (nachts) Hangflächen tagesperiodisch wechselnde Hangauf- und Hangabwinde. Die Juraketten bewirken zudem bei NW-Lagen markante Leeeffekte (Windabbremsung, Leewellen, Regenschatten). Die Mulde am Jurasüdfuss stellt ein ideales Sammelbecken für die in ausstrahlungsreichen (klaren) Nächten von den Hängen abfliessende Kaltluft dar. Durch den Einschnitt des Taubenlochs (*) erfolgt ein zusätzlicher Kaltluftaus- und -überfluss aus den Juratälern.
- Bodenrauhigkeit: Die durch die Topographie hervorgerufenen lokalskaligen Schubspannungseffekte werden durch die hohe Bodenrauhigkeit, erzeugt durch die typische Oberflächengeometrie des Stadtkörpers und der umliegenden Wälder, zusätzlich verstärkt. Lässt sich für die Wälder ein z_o von zirka 1.0 - 2.0 m schätzen, so ergeben sich für das Stadtareal auf Grund von Formel (10) Werte von 0.07 - 1.5 m. Bei Betrachtung der kleinen Teilfigur links unten auf Fig. 15 (Bodenbedeckung) erkennen wir, dass die Regio Biel - Seeland eine recht "rauhe" Topographie und Ober-

flächengeometrie besitzt. Als einfache Näherungsformeln für eine erste Grobabschätzung des bodennahen Windprofils bei neutraler Schichtung erweisen sich die bekannten logarithmischen Ansätze oder Potenzgesetze (Formeln 11 und 12; vgl. auch SPERA und RICHARDS 1978, PLATE 1981). Ueber rauhen Oberflächen (Wald, Stadt) wird sehr oft auch der Potenansatz mit dem sogenannten "zero plane displacement" (Nullebenen - Verschiebung) verwendet. Dieser Potenzansatz, welcher zudem die Gradientwindgeschwindigkeit benützt, hat die folgende Form:

$$\bar{u}_{(z)} = \bar{v}_G \left[\frac{z-d}{z_G}\right]^a \qquad [m \cdot sec^{-1}] \qquad (18)$$

$\bar{u}_{(z)}$: Mittlere Windgeschwindigkeit auf der Höhe z ($m \cdot sec^{-1}$)

$\bar{v}_G$: Gradientwindgeschwindigkeit auf der Höhe z_G ($m \cdot sec^{-1}$)

d : "zero-plane displacement" (Nullebenen-Verschiebung; m)

a : Empirischer Koeffizient, der von der Bodenrauhigkeit abhängig ist (offenes Land: 0.13 - 0.16, Wald und Kleinstädte: 0.20 - 0.23; COUNIHAN 1975)

Das "zero-plane displacement" d kann grob abgeschätzt werden auf Grund der Hindernishöhe H:

$$d = \frac{2}{3} H \quad [m] \qquad (19)$$

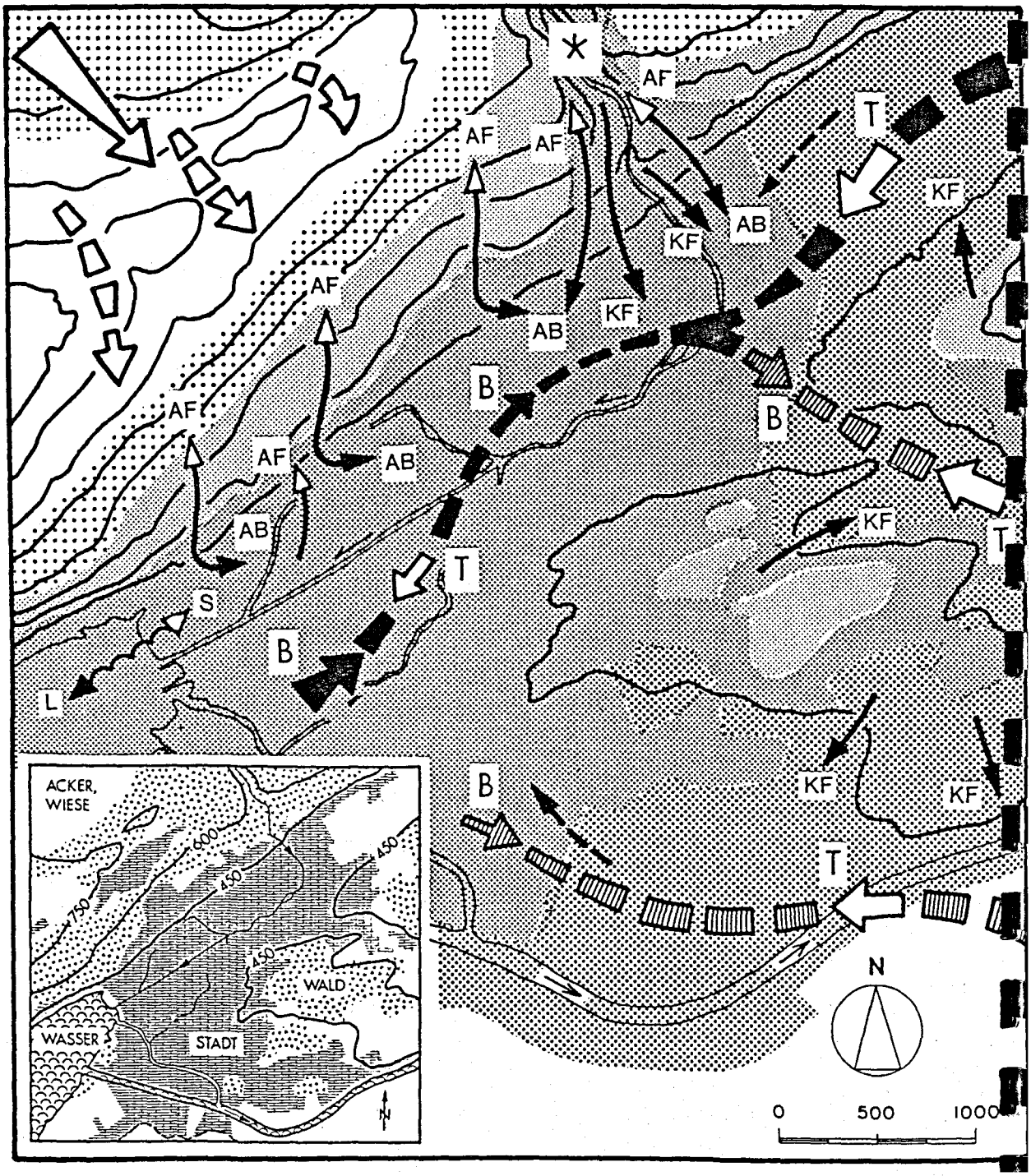
Für die Stadt Biel ergeben sich im dichtbebauten Gebiet etwa d-Werte, die zwischen 5 und 20 m liegen.

- Bodenbedeckung: Beeinflusst die Bodenrauhigkeit in hohem Mass die dynamische oder mechanische Turbulenz, so gibt die Bodenbedeckung in vermehrtem Mass Auskunft über die thermischen Eigenschaften der Bodenoberfläche und deren Einfluss auf die thermische Turbulenz. Betrachten wir zuerst wiederum die Stadt: Gegenüber dem Umland erweist sie sich als "Wärmequelle", deren Wirkung sich in der Regel bis an die Obergrenze der PBL verfolgen lässt ("Wärmeinseleffekt"). Abgesehen vom Einfluss einer möglichen anthropo-

Fig. 15

Region Biel - Seeland: Durchlüftungskarte für winterliche Hochdrucklagen mit nordwestlicher Höhenströmung. Die zu erwartenden Windgeschwindigkeiten werden durch unterschiedliche Pfeilbreiten markiert.

Kleine Karte unten links: Bodenbedeckung der Region Biel - Seeland.



Legende zu Fig. 5:

genen Wärmeproduktion (v. a. in Winternächten mit stabiler Schneebedeckung wichtig), von der Erwärmung der Atmosphäre auf Grund der zunehmenden Absorption kurzwelliger Strahlung infolge von Aerosolen (HAENEL et al. 1982), von der Erhöhung der "Bowen's ratio" und von der Abnahme des turbulenten Wärmetransportes in den Strassenschluchten infolge reduzierter Windgeschwindigkeiten, dürften es vor allem zwei Gründe sein, die im innerstädtischen Bereich zu einer Modifikation des Temperatur- und dadurch auch des Stromfeldes beitragen (OKE 1981 und 1982): Zum ersten sind es die Stadt-Umland-Unterschiede des "thermischen Speichervermögens" oder der "thermischen Trägheit" μ:

$$\mu = \sqrt{k \cdot C} \quad [J \cdot m^{-2} \cdot sec^{-1/2} \cdot {}^{\circ}K^{-1}] \qquad (20)$$

k : Wärmeleitfähigkeit $(W \cdot m^{-1} \cdot {}^{\circ}K^{-1})$

C : Volumwärme $(J \cdot m^{-3} \cdot {}^{\circ}K^{-1})$

als Produkt von Dichte ρ $(kg \cdot m^{-3})$ und spezifischer Wärme c $(J \cdot kg^{-1} \cdot {}^{\circ}K^{-1})$

Zum zweiten ist der Wärmeinseleffekt auf die von der Oberflächengeometrie (Strassenschluchten) abhängige Abnahme des Strahlungsverlustes im langwelligen Bereich zurückzuführen, welche eine hohe Korrelation zum sogenannten Himmelsichtfaktor "sky view factor") ψ aufweist:

$$\psi = \frac{F_s}{F_p} \qquad [\text{dimensionslos}] \qquad (21)$$

F_s : Fläche des sichtbaren Himmels (km^2)

F_p : Fläche des potentiell sichtbaren Himmels, d. h. bei astronomischem Horizont (km^2)

Bei Kenntnis der Strahlungstemperaturen der Hauswände und des Himmels lässt sich damit die langwellige Nettoaus-

strahlung eines Punktes im Strassencanyon recht elegant schätzen (OKE 1982).

Schliesslich bleibt noch zu bemerken, dass der See die Temperaturextreme infolge seiner hohen Volumwärme ganz erheblich dämpft. Zusammen mit den umliegenden Wäldern und Schwemmlandebenen ist er für einen grossen Anteil der Verdunstung von Wasser und des Transfers latenter Wärme verantwortlich. Soweit zur Abschätzung des Einflusses der Geländeparameter.

4.7.2. Vorläufige Uebersicht über Stromfeld und Temperaturschichtung bei einer stabilen Hochdrucklage mit nordwestlicher Höhenströmung im Winterhalbjahr (Durchlüftungskarte; Fig. 15)

Aus dem dichten Informationsnetz ausgewerteter Daten von Messfahrten, Sondierungen, Augenbeobachtungen, Stationsmessungen und Zeitrafferfilmen liess sich in Kombination mit den oben gemachten Ueberlegungen eine erste Durchlüftungskarte entwerfen.

Ihre Legende wurde bewusst in zwei Teile aufgespalten: Im linken Teil wird in Flächendarstellung eine Uebersicht über fünf wichtige, von der Vertikaltemperaturschichtung abhängige "Austausch"- und "Nebelzonen" gegeben. Als besonders bedeutungsvoll erweist sich dabei der Bereich der Mischungsschichtobergrenze, welcher eine wichtige Grösse für die Berechnung des Durchlüftungspotentials (Formel 14) darstellt. Der rechte Legendenteil stellt in Pfeilform die wichtigsten Strömungssysteme dar. Ausgehend von den Kräften, welche das entsprechende Windregime bestimmen, wird wiederum eine Vertikalabfolge mit vier unterschiedlichen Windregimes vorgegeben.

Fig. 15 zeigt eine klare Unterteilung in austauschgefährdete Muldenlagen und gut durchlüftete Höhenzonen, ein Muster, das für zahlreiche Jurasüdfussstädte typisch sein dürfte. Der engere Stadtraum weist eine geringere Nebelgefährdung auf. Dieser Umstand dürfte teils auf die Strömungsdynamik (Hangwinde am Jurasüdfuss, Taubenlochwind) und teils auf das beschränkte Was-

serdampfangebot innerhalb der Stadt zurückgeführt werden können (?). Eine Auswertung von Daten unseres Sondernetzes hat zudem gezeigt, dass die Nebelhäufigkeiten vom Umland zur Stadt generell für alle Jahreszeiten abnehmen. Die weltweit postulierte Nebelzunahme in Stadtgebieten (LANDSBERG 1981) mag unter Vorbehalten für die "urban boundary layer" in keiner Weise jedoch für die "urban canopy layer" (OKE] Gültigkeit besitzen!

Wie bei derart stabilen Schichtungen zu erwarten ist, macht sich unterhalb der Inversion kaum ein Einfluss der Gradient- und Höhenwinde bemerkbar. Dafür wird das oben erwähnte, thermisch begründete Windsystem am Jurahang deutlich sichtbar. Als wichtig erweist sich der Kaltluftabfluss aus dem Taubenlochcanyon (*). Leider fehlen zur Zeit noch genauere Messungen des Massenflusses, welche in Zukunft eine quantitative Abschätzung dieses Phänomens erlauben werden. In den beiden Haupttalachsen südlich und nördlich der vorgelagerten Hügel sind Berg- und Talwindsysteme vorhanden, welche allerdings im Bereich der städtischen "canopy layer" auf Grund der zunehmenden Bodenrauhigkeit kaum mehr festzustellen sind (siehe Abnahme der Pfeilbreiten!).

Auf Grund der Distanzen, über die sich die zu einem bestimmten Zeitpunkt über der Stadt lagernde Luft innerhalb eines Tages verschiebt sowie auf Grund einfach berechneter Mischungsschichtobergrenzen sollen in Zukunft ebenfalls Berechnungen des Durchlüftungspotentials vorgenommen werden. Diese sollen einerseits mit detaillierten Erhebungen der Emissionen und der Imissionsbelastung und andererseits mit verschiedenen Modellen verglichen werden (WANNER et al. 1 Als besonders aufschlussreich dürfte sich dabei das physikalische Modell des IENER erweisen (HERTIG 1982).

5. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Im Rahmen des Projektes "Durchlüftungskarte der Schweiz" soll eine Klassierung und Kartierung der Durchlüftungsverhältnisse in den Wohngebieten der Schweiz bei wichtigen Wetterlagen vorgenommen werden. Trotz der grossen Datendichte, über die wir in der Schweiz verfügen, waren wir bis jetzt nie in der Lage, eine flächendeckende Aussage über diese Durchlüftung machen zu können. Der vorliegende Aufsatz deckt die Möglichkeiten auf, welche sich bei der Verwendung verschiedenartiger Datensätze (Satellitendaten, Stationsmessungen, Augenbeobachtungen) und Modellstudien (Verwendung digitaler Geländeraster, Simulation mit Hilfe hydraulischer Wassermodelle) ergeben. Eine Teststudie im Raum Biel zeigt, dass eine gleichzeitige Darstellung der Vertikaltemperaturschichtung und des Stromfeldes auf verschiedenen Höhenniveaus möglich ist. Um jedoch den potentiellen Benützer derartiger Durchlüftungskarten anzusprechen, müsste die in Fig. 15 gezeigte Darstellung wohl weiter vereinfacht und noch geschickter in die dritte Dimension umgesetzt werden!

6. VERDANKUNGEN

Der Autor dankt folgenden Personen und Institutionen für ihre Mithilfe und Unterstützung:

- dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die grosszügige finanzielle Unterstützung;
- den Mitgliedern der Arbeitsgruppe "Durchlüftungskarte der Schweiz" für zahlreiche Anregungen und Hinweise;
- den Herren M. Baumgartner, P. Berlincourt, T. Erni, R. Rickli und M. Schorer vom Geographischen Institut Bern sowie den Herren Prof. L. Vadot (Grenoble) und J. Sheaffer (Colorado State University, Fort Collins) für zahlreiche Ideen und Diskussionen;
- Herrn P. Filliger (Geographisches Institut Bern) für diverse Programmierarbeiten;

- Herrn Prof. B. Messerli (Geographisches Institut Bern), der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (besonders Herrn Dr. W. Kirchhofer) sowie Herrn Prof. E. R. Reiter, (Colorado State University, Fort Collins) für die infrastrukturel le Unterstützung;
- Herrn R. Rickli für die Reinzeichnung der Figuren.

7. LITERATUR

AUBERT, C. 1980: Carte de ventilation de la Suisse. Service de la climatologie de la Suisse romande, 4 S.

BARTELS, H., 1980: Klimatologie der Ausbreitungsverhältnisse. Promet, 10. Jg., H. 4 : 7 - 12

BAUMGARTNER, M., 1982: Die Durchlüftung des Aaretals zwischen Bern und Thun bei ausgewählten Wetterlagen. Dipl. arb. Geogr. Inst. d. Univ. Bern, 168 S.

BERLINCOURT, P., 1981: Die Windverhältnisse im Aare- und Gürbetal bei konvektiven Hoch- und Flachdruckwetterlagen. Mittlg. d. Nat. forsch. Ges. in Bern, N. F. 38 : 65 - 84

BRUNT, D., 1941: Physical and dynamical meteorology. Cambridge Univ. Press, London, 428 S.

COUNIHAN, J., 1975: Adiabatic atmospheric boundary layers: a review and analysis of data from the period 1880 - 1972. Atmosph. Environment, 9 : 871 - 905

DILGER, H. und NESTER, K., 1975: Aufstellung und Vergleich verschiedener Schemata zur Bestimmung von Ausbreitungskategorien. Meteorol. Rundschau 28 : 12 - 17

EMSLIE, J. H., 1979: Ground-based inversion frequencies determined from surface climatological data. Boundary Layer Met. 16 : 409 - 419

ENDERS, G., 1979: Theoretische Topoklimatologie. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsberichte, Nr. 1, 92 S.

ERNI, T., 1983: Die Dynamik von Dichteströmen - Simulation des nächtlichen Kaltluftabflusses im Aaretal zwischen Thun und Bern mit Wasser in einem physikalischen Reliefmodel Dipl. arb. Geogr. Inst. d. Univ. Bern, 88 S.

FETT, W., 1974: Ein Index für das Stagnieren der bodennahen Luft. Beilage zur Berliner Wetterkarte, 14.3.1974, 12 S

HAENEL, G., 1982: Light absorption measurements: new techniques. Applied optics, Vol. 21 : 382 - 386

HERTIG, J., 1982: Modélisation des impacts des perturbations, thermiques dans les basses couches de l'atmospère. IENER, Rapport intermédiaire, 96 S.

HOLZWORTH, G. C., 1972: Mixing heights, wind speeds and potential for urban air pollution throughout the contiguous United States. U. S. Environmental Prot. Agency, 118 S.

KALB, M., 1981: Angaben zur Häufigkeit bodennaher Inversionen aus klimatologischen Beobachtungen an Bodenstationen. Natur u. Landschaft 56, Nr. 1 : 3 - 7

KAPS, E., 1955: Zur Frage der Durchlüftung von Tälern im Mittelgebirge. Meteorol. Rundschau, 8. Jg., H. 3/4 : 61 - 65

KIRCHHOFER, W., 1980: Klimaatlas der Schweiz. Klima und Planung 79. Veröffentl. d. Geogr. Komm. d. Schweiz. Nat. forsch. Ges., Nr. 6 : 166 - 170

KIRCHHOFER, W., 1982: Räumliche Darstellung von Klimadaten. Geogr. Helvetica, 37. Jg., Nr. 4 : 192 - 198

LANDSBERG, H.E., 1981: The urban climate. Academic Press, New York, 275 S.

LETTAU, H., 1969: Note on aerodynamic roughness parameter on the basis of roughness element description. J. Appl. Meteorol. 8 : 828 - 832

LUDER, P., 1980: Das ökologische Ausgleichspotential der Landschaft. Physiogeographica, Basler Beitr. z. Physiogeogr., Bd. 2, 172 S.

MANIER, G., 1975: Vergleich zwischen Ausbreitungsklassen und Temperaturgradienten. Meteorol. Rundschau 28 : 6 - 11

MARR, R. L., 1970: Geländeklimatische Untersuchung im Raum südlich von Basel. Basler Beiträge z. Geographie, H. 12, 155 S.

NEJEDLY, G., 1981: Probleme der geländeklimatologischen Auswertung von Satelliten-Infrarotaufnahmen. Dipl. arb. Geogr. Inst. d. Univ. Bern, 133 S.

OKE, T. R., 1976: The distinction between canopy and boundary layer urban heat islands. Atmosphere 14 : 268 - 277

OKE, T. R., 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observations. J. of Climat., Vol. 1 : 237 - 254

OKE, T. R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. Quart. J. of the Royal Met. Society, Vol. 108, No. 455 : 1 - 24

PLATE, E. J., 1971: Aerodynamic characteristics of atmospheric boundary layers. U. S. Atomic Energy Commission, 190 S.

RICKLI, R., 1982: Wind- und Temperaturfeld im Raum Biel im Winterhalbjahr 1980/81. Dipl. arb. Geogr. Inst. d. Univ. Bern, 85 S.

SCHNELLE, F., 1972: Lokalklimatische Studien im Odenwald. B d. Dt. Wetterdienstes, Bd. 17, Nr. 128, 31 S.

SCHORER, M., 1983: Theoretische Abschätzung der Durchlüftun aufgrund von Geländeparametern. Dipl. arb. Geogr. Ins d. Univ. Bern, 181 S.

SNYDER, W. H., 1972: Similarity Criteria for the applicatio of fluid models to the study of air pollution meteoro gy. Boundary-Layer Meteorology 3/72 : 111 - 134

SPERA, D. A. und RICHARDS, T. R., 1978: A revised wind shea power law model. Wind Energy Project Office, Project form. Release No. 70, NASA, 8 S.

TRÜEB, M., 1981: Analyse des inversions de température dans la basse troposphère, mesurées par les sondages aéro logiques de Payerne (1975 - 1979). Dipl. arb. ISM-SPA und Geogr. Inst. d. Univ. Bern, 92 S.

VADOT, L., BELLE, P. und MILHE, M., 1971: Etude de la dyna- mique atmosphérique de la région grenobloise en vue de l'application à la diffusion des polluants. Revue de Géogr. Alpine, Tome LIX, Fasc. 3 : 283 - 324

WANNER, H., 1979: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage wi terlicher Nebel im Querschnitt Jura - Alpen. Geogr. Bernensia, H. G 7, 240 S.

WANNER, H., BERLINCOURT, P., COENDET, M., MATHYS, H. und RICKLI, R., 1981: Klimatologisch-lufthygienische Untersuchu in der Region Biel - Seeland. Konzept für ein inter- disziplinäres Forschungsprojekt, 4 S.

WANNER, H., BERLINCOURT, P. und RICKLI, R., 1982: Klima und Lufthygiene der Regieon Biel - Gedanken und erste Re- sultate aus einer interdisziplinären Studie. Geogr. Helvetica, 37. Jg., Nr. 4 : 215 - 224

WANNER, H. und KUNZ, S., in Vorbereitung: Klimatologie der Nebel- und Kaltluftkörper im schweizerischen Alpenvor land mit Hilfe von Wettersatellitenbildern. Erscheint in: Archiv f. Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatolo gie, Serie B.

WINIGER, M., 1979: Topoclimatological and snowhydrological survey in Switzerland. Univ. of Berne, Progress Repor No. 1 for HCMM – Investigation HCM-021, 4 S.

WINIGER, M., 1982: Topoclimatological survey of Switzerland. Univ. of Berne, Final Report for HCMM-Investigation HCM-021, 32 S.

WMO, 1972: Dispersion and forecasting of air pollution. World Meteor. Organiz., Tech. Note No. 121, 116 S.

Anhang

Arbeitsgruppe "Durchlüftungskarte der Schweiz": Mitgliederverzeichnis

Aubert C.	Service de climatologie de la Suisse romande, Case postale 312, 1215 Genève 15
Baumgartner M.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Berlincourt P.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Erni T.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Häberli R.	Bundesamt für Raumplanung, Bundesrain 20, 3003 Bern
Hertig J.	EPFL - IENER, 1015 Lausanne - Eclubens
Jeannet P.	ISM - SPA, Station aèrologique, 1530 Payerne
Kirchhofer W.	SMA, Krähbühlstrasse 58, 8044 Zürich
Kunz S.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Mathys H.	Kantonales Amt für Industrie und Gewerbe, Laupenstrasse 2, 3008 Bern
Moser H.R.	EAFV, 8903 Birmensdorf
Rickli R.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Roten M.	La Muraz, 1950 Sion
Ruffieux D.	Geographisches Institut, Pérolles, 1700 Fribourg
Schüepp M.	Bürglistrasse 16, 8304 Wallisellen
Schüepp W.	Abt. für Meteorologie, Hirschgässlein 21, 4010 Basel
Stettler A.	Bundesamt für Umweltschutz, 3003 Bern
Tercier P.	ISM - SPA, Station aèrologique, 1530 Payerne
Thélin G.	Bundesamt für Raumplanung, Bundesrain 20, 3003 Bern
Volz R.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Wanner H. (Vorsitz)	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Winiger M.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern
Witmer U.	Geographisches Institut, Hallerstrasse 12, 3012 Bern