Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft in Bern

Band: 46 (1989)

Artikel: Die bodennahen Strömungs- und Schichtungsverhältnisse in der Region Biel

Autor: Rickli, Ralph

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-318539

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 06.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

RALPH RICKLI*

Die bodennahen Strömungs- und Schichtungsverhältnisse in der Region Biel

1. Einleitung und Zielsetzung

Im Rahmen des interdisziplinären Projektes «Klima und Lufthygiene in der Region Biel» wurde das Ausbreitungsklima der Stadt am Jurasüdfuss ausführlich studiert. In diesem Artikel werden die wichtigsten Resultate der klimatologischen Untersuchungen dargestellt. Die Beschreibung des Projektes und die Resultate aller an der Bieler Studie beteiligten Forschungsgruppen erscheinen in diesem Jahr in Buchform. Dieses Buch ist zugleich der offizielle Abschluss des Projektes.

Ziel der Studie war es, am Beispiel einer mittelgrossen Schweizer Stadt in komplexer Topographie die Wirkungskette von «Emission - Ausbreitung/Umwandlung - Immission» zu studieren. Das Ausbreitungsklima ist das Bindeglied zwischen der emittierten Schadstoffmenge am Punkt A und der beim Punkt B gemessenen Immissionskonzentration. Es wird durch eine Vielzahl von Faktoren bestimmt, zu deren wichtigsten in Biel die Topographie, die Bodenbedeckung und -rauhigkeit und die Strahlungsbilanz gehören. Detaillierte Kenntnisse über das Ausbreitungsklima eines bestimmten Raumes ermöglichen es, mit Hilfe von Modellen (physikalische, mathematisch-statistische) die Wirkung von emissionsreduzierenden Massnahmen auf die Immissionskonzentrationen zu simulieren. Für die Simulation der Transportvorgänge im Umkkreis von 10 bis maximal 20 Kilometern zur Stadt sind die meteorologischen Verhältnisse der untersten 1000 bis 1500 m der Atmosphäre relevant. Ferntransportmechanismen waren nicht Gegenstand der Untersuchung.

Nachfolgend wird ein kurzer Überblick über die Datenerhebung gegeben, die sich hauptsächlich auf ein festes Stationsnetz stützt und kurzzeitig durch Feldexperimente intensiviert wurde. Daran schliesst die Beschreibung der Windverhältnisse über der Stadt und eine Charakterisierung von wiederkehrenden Strömungsmuster an. Es wurde der Versuch unternommen, die Windverhältnisse von zwei Stationen am Jurasüdfuss mit der Temperaturschichtung in den untersten 100 m zu kombinieren und daraus wiederkehrende Strömungs-Schichtungslagen herzuleiten. Diese Lagen sind für lufthygienische Fragestellungen anwendungsbezogener als eine tägliche Klassierung von Wetterlagen, weil sie Auskunft geben über den mittleren Tagesgang von Windrichtung und -geschwindigkeit in Abhängigkeit eines mittleren Temperaturgradienten. Anhand des Feldexperimentes im Herbst

* Adresse des Verfassers: Dr. R. Rickli, Meteotest, Fabrikstrasse 29 a, 3012 Bern.

1985 wurden die aus dem festen Stationsnetz und aus Versuchen auf dem physikalischen Modell 1:25 000 an der EPF in Lausanne gewonnenen Erkenntnisse geprüft. Die Resultate dieser Messkampagne sind vor den Schlussfolgerungen dargestellt.

2. Daten

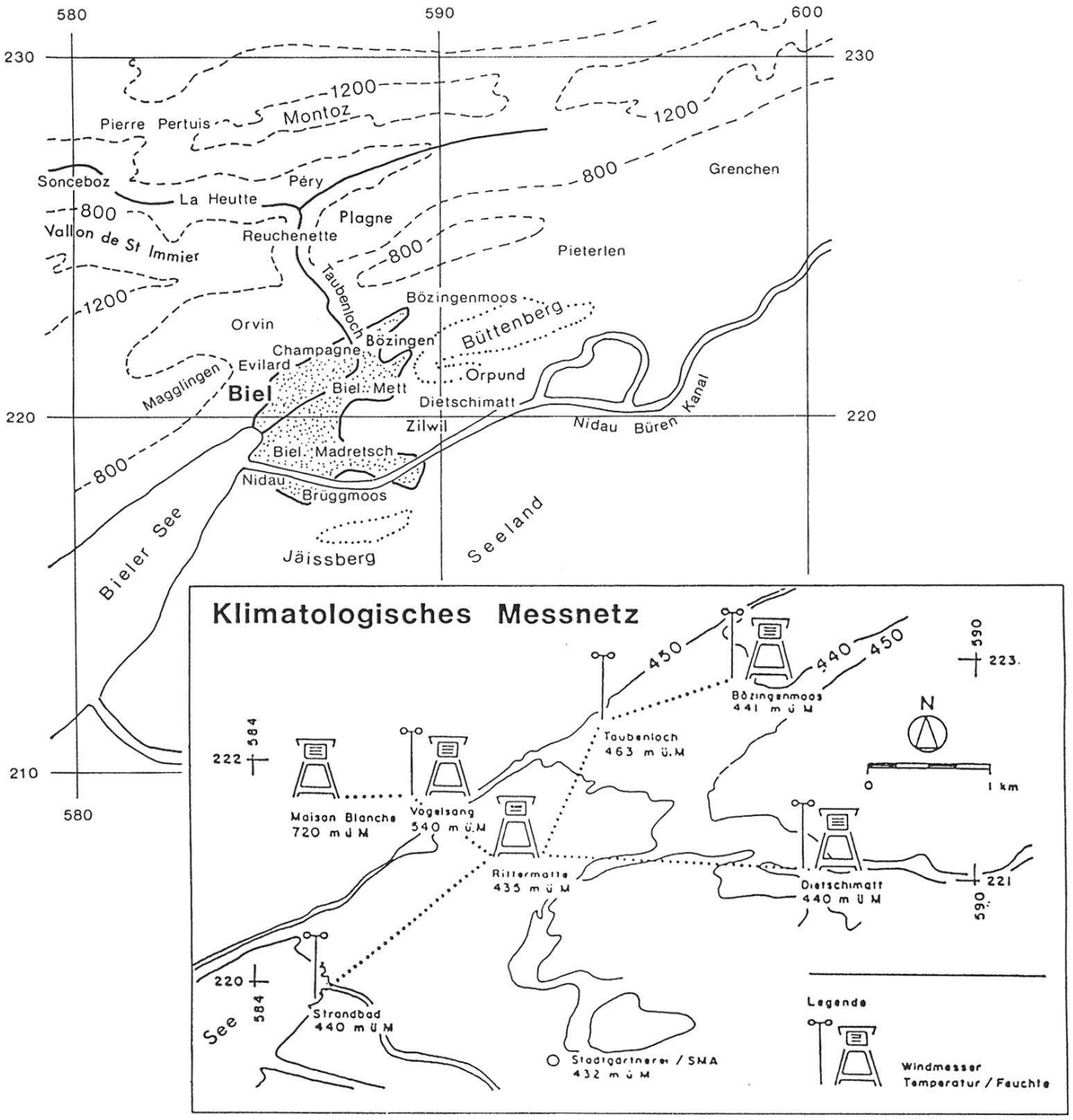
Biel liegt eingebettet zwischen der ersten Jurakette mit Höhen um 900 m und Molassehügeln mit Höhen um 500 bis 600 m. Die Längsachse der Stadt verläuft dem Jura entlang vom See-Ende im Südwesten über Bözingen ins Bözingenmoos. Durch die flachen Mulden zwischen Jäiss- und Büttenberg dehnt sich die Stadt in Richtung nördliches Seeland aus, von dem her die Agglomerationsgemeinden immer mehr mit Biel zusammenwachsen.

Das meteorologische Messnetz trug diesen Gegebenheiten Rechnung und war deshalb auf zwei Achsen angeordnet. Die eine verlief zwischen dem Hafen von Biel und dem Bözingenmoos parallel zum Jurahang. Die andere war als Höhenprofil konzipiert uund verband die Senken des Seelandes mit Evilard im oberen Hangbereich der ersten Jurakette (vgl. Figur 1).

Erfasst wurden mit WOELFLE-Windschreibern Windrichtung und -geschwindigkeit in einer Höhe von 3 m über Grund. In englischen Wetterhütten erfolgte die Aufzeichnung von Lufttemperatur und -feuchte mit HAENNI-Thermohygrographen. Die Daten liegen in Form von Stundenwertdateien vor. Beim Wind handelt es sich um Mittelwerte, bei Temperatur und Feuchte um Momentanwerte. Ergänzend zum festen Stationsnetz, das während 17 Monaten (November 1980 bis März 1982) und nach dem ersten Winter in reduzierter Form betreut wurde, fanden mehrere Messkampagnen statt (Rickli und Wanner, 1983). Sie dienten der dreidimensionalen Erfassung des Wind- und Temperaturfeldes über der Stadt. Ihre Ergebnisse fanden unter anderem Verwendung in der Kalibrierung der physikalischen Modelle im Massstab 1:25 000 und 1:2 000 der EPF-Lausanne (Hertig et al., 1984).

3. Auswertung der Winddaten

Nach Stull (1988:3) kann das Phänomen Wind generell in die drei Kategorien Windvektor, Turbulenz und Wellen unterteilt werden. Jede dieser Kategorien kann einzeln oder in Kombination mit den beiden anderen auftreten. Bei den Untersuchungen in Biel wurde aus messtechnischen Gründen nur die erste Kategorie betrachtet. Weiter ist zu beachten, dass die Messungen im bodennahen Abschnitt der Planetaren Grenzschicht durchgeführt wurden, der rund 10 % der Grenzschichtmächtigkeit umfasst. In diesem Abschnitt, der im deutschen Sprachraum Prandtl-Schicht genannt wird, sind die turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte quasi konstant. Auch die Windrichtung bleibt konstant und beginnt erst in der



Figur 1: Klimatologisches Messnetz des Geographischen Instituts der Universität Bern in der Region Biel (November 1980–März 1980).

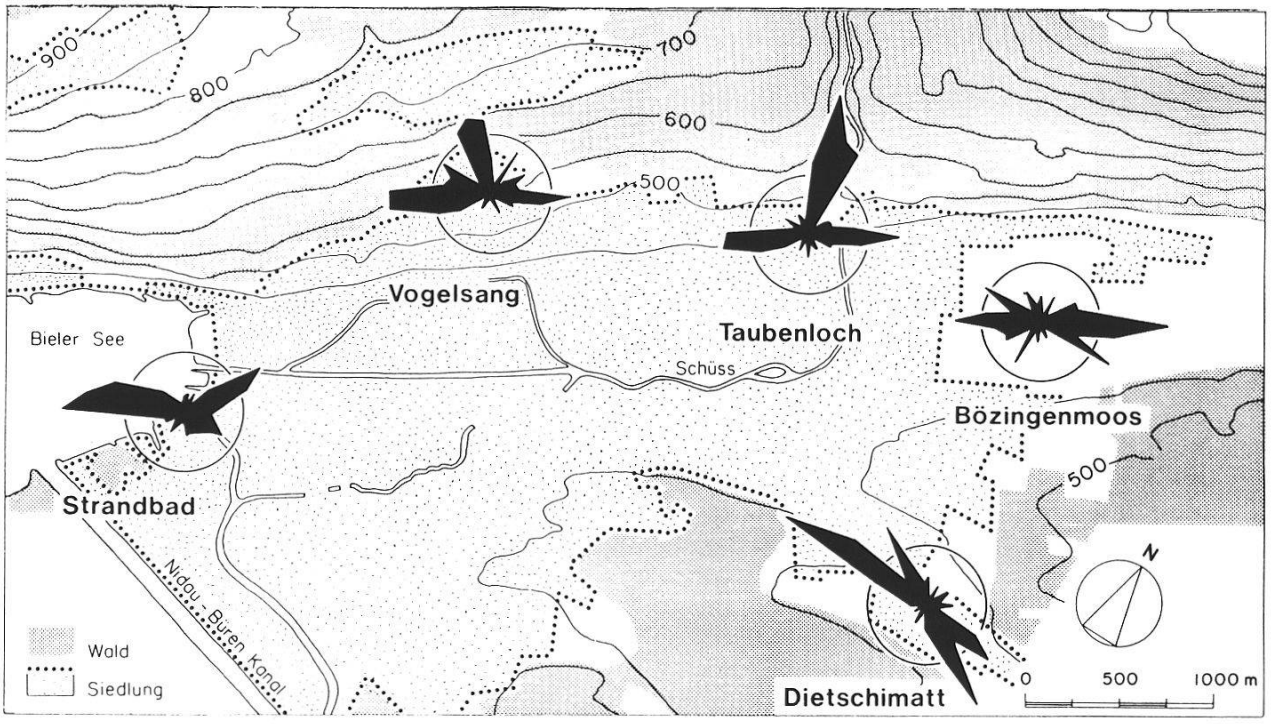
darüber anschliessenden Ekman-Schicht unter dem Einfluss der Coriolis-Beschleunigung nach rechts zu drehen. Der Messgerätepark des Geographischen Instituts der Universität Bern durchlief während dem Bieler Projekt einen markanten Wandel. Heute kann dank elektronischen Messwertgebern der Wind in Standardhöhe von 10 Metern gemessen werden, und es ist auch möglich, die Fluktuationen von horizontaler Windrichtung ($\sigma\theta$) und Windgeschwindigkeiten (σ_u und

σ_v) mittels Datalogger aufzuzeichnen. Aus den WOELFLE-Daten sind die Richtungsfluktuationen näherungsweise ableitbar, die Geschwindigkeitsfluktuationen können bei neutraler Schichtung aus der Reibungsgeschwindigkeit u* und der mittleren Windgeschwindigkeit geschätzt werden (HANNA 1982:284). Die nachfolgend dargestellten Resultate beziehen sich jedoch nur auf die mittleren Windrichtungen und -geschwindigkeiten. Die Windrichtungen sind mit den in 10 Metern Höhe gemessenen direkt vergleichbar, hingegen dürften die Windgeschwindigkeiten im Mittel leicht unterschätzt worden sein. Der Turbulenzgehalt der bodennahen Atmosphäre wird nur indirekt durch die Vertikalstabilität beschrieben. FILLIGER (1986) parametrisierte für seine Ausbreitungsrechnungen mit dem Gauss-Ansatz den Turbulenzgehalt über die Ausbreitungsklassen nach TURNER (1964), für die Ausbreitungsrechnung mit dem Partikel-Trajektorien-Modell verwendete er die Schätzfunktionen zur Bestimmung von σ_u, σ_v und σ_w von HANNA (1982:284).

Figur 2 zeigt Topographie, Siedlungsfläche, Waldfläche und Windmessstandorte zusammen mit der Windrichtungsverteilung während des Winterhalbjahres 1980/81. Obschon die topographischen Verhältnisse auf den ersten Blick einfach erscheinen, beeinflussen sie in vielfältiger Weise das Ausbreitungsklima von Biel. Um möglichst viele Einzelheiten zu erkennen, wurden die Richtungsverteilungen in Form von Stundenwindrosen analysiert (RICKLI 1988:22). Sie zeigen, dass das Strömungsfeld in der Region Biel in ein Tages- und Nachtwindfeld unterteilt werden muss und die Messstellen in Hangstationen *(Vogelsang, Taubenloch)* und Talstationen *(Strandbad, Bözingenmoos und Dietschimatt)* zu gliedern sind.

4. Windrichtungsverteilung an den einzelnen Stationen

Zuerst soll die Windverteilung bei *Vogelsang* und *Taubenloch* besprochen werden. Beide Stationen zeigen während der Nacht einen ausgesprochen hohen Anteil von Winden aus Richtung NW bis NNW. Von Ausnahmen abgesehen handelt es sich dabei um nächtliche Hangabwinde und um den Kaltluftabfluss aus dem St. Immertal. Letzterer dauert am Morgen häufig ein bis zwei Stunden länger als die Hangabwinde, was sich durch das grössere Einzugsgebiet der Kaltluft erklären lässt. Dieses ist zudem verantwortlich dafür, dass sich der «Taubenlöchler» auch dann bis zum Boden durchzusetzen vermag, wenn bei *Vogelsang* die Hangabwinde bereits durch die Strömung im Mittelland abgelöst wurden. Der grössere Anteil an nächtlichen SW- und NE- Winden bei *Vogelsang* zeugt von diesem Sachverhalt. Winde aus Sektor SE treten bevorzugt zwischen 9 und 12 Uhr auf. Ausserhalb dieser Zeit sind sie äusserst selten, was ein starkes Indiz dafür ist, dass es sich bei *Vogelsang* um Hangaufwinde, bei *Taubenloch* um Talwinde handelt, die jedoch in Bodennähe sehr schwach sind. Bei *Taubenloch* schwanken die Windgeschwindigkeiten zwischen 0,8 und 1,5 ms^{-1}. Bereits im mittleren Abschnitt der Taubenlochschlucht bei Frinvillier und noch weiter talaufwärts bei Péry erreichen die Talwinde



Figur 2: Topographische Lage der Stadt Biel und Verteilung der Windrichtungen im Winterhalbjahr 1980/1981. Die Kreise bezeichnen die 5 %-Richtungsanteile.

doppelte oder dreifache Stärke. Da im Winterhalbjahr häufig Hochnebel das Mittelland bedeckt (WANNER 1979), ist der Anteil von anabatischen Hangwinden geringer als jener der katabatischen, und er liegt auch unter dem Talwindanteil am Taubenlochausgang. Im Gegensatz zum Mittelland ist die Nebelhäufigkeit im St. Immertal kleiner (WANNER und KUNZ, 1983). Demzufolge steigt die Anzahl Tage mit Thermik und Ausbildung eines Talwindsystems an. Dieses ist aber im Winterhalbjahr nicht entlang der gesamten Talachse gleichförmig ausgebildet, sondern tritt lediglich in den engeren Talpartien spürbar in Erscheinung. Jüngste Messungen, die im Rahmen der Umweltverträglichkeitsprüfung für die Transjurane durchgeführt wurden zeigten, dass selbst im Februar und bei aperen Hängen am Nachmittag eine schwache katabatische Windkomponente vorherrschen kann, die jedoch nur in den ersten 5 bis 8 Metern nachweisbar ist. Darüber herrschte Windstille oder es wehte der entlang der Talachse kanalisierte synoptische Wind. Dass an der Mündung von Gebirgstälern in das Vorland der nächtliche Kaltluftabfluss stärker ausgebildet ist als der Sog des Talwindes während dem Tag, wurde unter anderem am Inntalausgang (PAMPERIN und STILKE, 1985) und beim Kali Gandaki, dem grossen Durchbruchstal im Himalaja (NEININGER, mündliche Mitteilung) beobachtet. Gleiches scheint sich in deutlich kleinerem Massstab auch am Taubenlochausgang abzuspielen. Während bei Schönwetterlagen im St. Immertal tagsüber ein deutlicher Talwind weht, herrscht auf Dachniveau über Bözingen fast ausschliesslich die Strömung im Mittelland vor (Südwest- und Nordostwinde). Zwischen 17 und 18 Uhr setzt anschliessend mit grosser Regelmässigkeit der Wechsel zu katabatischen Winden ein und der Kaltluftabfluss beginnt zu spielen. Das Relief bewirkt zudem eine starke Kanalisierung dieses Nachtwindes.

Im Gegensatz zu den Messstellen am Hang weisen die Talstationen einen deutlich höheren Anteil an Calmen auf. Bei den vorliegenden Auswertungen bedeutet dies absolute Windstille. Am ausgeprägtesten ist ihr Anteil im Bözingenmoos, wo zwischen Mitternacht und den frühen Morgenstunden durchschnittlich an einem von fünf Tagen Windstille herrscht. Dies hängt mit der Bildung von seichten, aber sehr kräftigen Bodeninversionen zusammen, welche die mechanische Turbulenz vollständig zum Erliegen bringen und so ein Stagnieren der bodennahen Luft bewirken. Weiter fällt auf, dass im Bözingenmoos während der Nacht häufig eine Nordostströmung auftritt. Zum Teil wird sie durch die Bise angeregt (Effekt der Schubspannung), zum Teil dürfte es sich aber um eine regionale bis lokale Strömung handeln, deren Antrieb nicht endgültig geklärt werden konnte. Beobachtungen während mehreren Feldexperimenten lassen vermuten, dass die Nordostströmung in vielen Fällen dann einsetzt, wenn die bodennahe Kaltluft wegen ihrer vertikalen Erstreckung instabil wird (ab etwa 70 m Mächtigkeit) und wie ein Dichtestrom gegen die Stadt ausbricht. Ob sie dabei bis zur Champagne am Ostrand des Zentrums oder noch weiter vorstossen kann, hängt von der Temperaturdifferenz zum Taubenlochwind und von dessen Austrittsgeschwindigkeit ab. Zeigt die Kaltluft aus dem St. Immertal wegen der adiabatischen Erwärmung höhere Temperaturen als die autochthone Kaltluft im Bözingenmoos, so wird sie von letzterer angehoben. Entsprechendes Verhalten konnte während der Messkampagne im Dezember 1982 beobachtet werden. Ist jedoch der «Taubenlöchler» kälter, so wird die Nordostströmung gestaut und bei ausreichender Mächtigkeit nach Süden in die Dietschimatt umgelenkt. Die Nordostströmung kann aber auch durch Hangabwinde vom Bözingenberg ausgelöst werden. Ihre kinetische Energie ist zeitweise genügend gross, um die bodennahe Luft verdrängen zu können. Der Büttenberg verhindert aber, dass diese Luft ins Seeland ausfliessen kann, so dass einzig ein laterales Ausfliessen übrig bleibt. Das Eindringen der katabatischen Winde in die bodennahe Kaltluft des Bözingenmooses wurde auch anhand sekundärer Ozonmaxima während der Nacht von SCHÜPBACH (1988:89) nachgewiesen.

Im Gegensatz zu der Nordostströmung sind im *Bözingenmoos* nächtliche Südwestwinde immer an einen grossräumigen Druckgradienten gebunden. Tagsüber herrschen abgesehen von einzelnen Ausnahmen die selben Windrichtungen vor wie über dem westlichen Stadtgebiet und am Jurahang. Die Ausnahmen werden wiederum durch das Vorhandensein einer relativ seichten, aber sehr viskosen Kaltluftschicht im Bözingenmoos bestimmt, welche trotz Westwinden gegen die Stadt vorzudringen vermag. Am Südwestende der Stadt (Station *Strandbad*) titt nachts ähnlich wie im Bözingenmoos häufig Windstille auf. Im Gegensatz zu den bereits besprochenen Stationen zeigt *Strandbad* nebst den Südwest- und Nordostwinden auch Strömungen aus Richtung Südost. Bei ihnen handelt es sich oft um Bise, die um die Molassehügel im Südosten der Stadt gelenkt wird. Die Strömung kann aber auch durch das Eindringen bodennaher Kaltluft aus dem Seeland zustande kommen. Tagsüber dominieren bei *Strandbad* Südwestwinde, die ohne nennenswerte

Bodenreibung über die offene Seefläche auf die Stadt treffen. Die aerodynamische Rauhigkeitslänge z_0 ist über der offenen Seefläche rund 100 bis 1000 mal kleiner als über der Stadt.

Die topographische Lage der Station *Dietschimatt* liegt quer zur allgemeinen Streichrichtung des Mittellandes. Es erstaunt deshalb nicht, dass sich die Richtungsverteilung der Bodenwinde von derjenigen der bisher besprochenen Stationen deutlich unterscheidet. Die Winde werden entlang einer West-Ost-Achse kanalysiert. Trotzdem lässt sich auch an dieser Station ein Tagesgang der Strömung beobachten. Ab 17 Uhr zeigt *Dietschimatt* in ihrer Windrose sowohl einen West- als auch einen Nordwestast. Der Nordwestast verschwindet tagsüber vollends, und es ist naheliegend, diese Strömung als Fortsetzung des Taubenlochausflusses zu interpretieren. Bezeichnend ist, dass die Nordwestströmung ihre deutlichste Ausprägung in der ersten und anfangs der zweiten Nachthälfte zeigt. In dieser Zeit übersteigt die Calmenhäufigkeit von *Strandbad* und *Bözingenmoos* jene in der Dietschimatt. Wahrscheinlich ist der Calmenanteil in der Dietschimatt deshalb kleiner, weil die mechanische Turbulenz noch ausreicht, um ein Stagnieren der Luft zu verhindern. Parallel zum Abflauen der Nordwestströmung verstärkt sich in der zweiten Nachthälfte der Anteil der Südostwinde. An durchschnittlich jedem 2. Tag beginnt spätestens ab 5 Uhr morgens das Einströmen von Luft aus dem Seeland durch die Senke der Dietschimatt. Im Verlauf des Morgens gewinnt diese Strömung zusehend an Bedeutung, bis gegen 13 Uhr im Mittel eine ausgeglichene Verteilung zwischen Ost- und Westwinden eintritt. Zwei Gründe sind für diese Richtungsverteilung verantwortlich: Zum einen baut sich bei wolkenarmem Himmel über den Aareniederungen eine seichte Kaltluftschicht auf, die in der zweiten Nachthälfte surgeartig gegen den Jurasüdfuss und das nördliche Stadtgebiet strömt, ähnlich, wie dies auch beim Bözingenmoos geschieht. Zum andern wird im Verlauf des Vormittags die Bodeninversion abgebaut, und die Bise im Mittelland strömt aus Osten über die Dietschmatt gegen die Stadt. Der Inversionsabbau wird durch die mechanische Turbulenz der Bise beschleunigt und kann zeitweise bereits vor Sonnenaufgang einsetzen. Beide Effekte zusammen ergeben den ausgeprägten Südostast in der Windrose der *Dietschimatt.*

5. Kriterien zur Ausscheidung von Strömungslagen für die Region Biel

Die Wind- und Temperaturmessungen wurden mit dem Ziel durchgeführt, wiederkehrende Strömungsmuster zu erkennen und den Tagesgang von Windfeld- und Temperaturschichtung zu klassieren. Zeitrafferfilme, die vom Gebäude der Sportschule Magglingen aus aufgenommen wurden, zeigen bei windschwachen Wetterlagen häufig einen Wechsel zwischen Nacht- und Tagesströmung im Mittelland. Gleiche Windwechsel sind auch am Jurasüdfuss zu beobachten. Zum Studium dieser Windwechsel bieten sich die beiden Stationen *Vogelsang* und *Taubenloch* an.

Die Winddrehungen sind hier am systematischsten und deutlichsten ausgebildet, und es gilt folglich, eine Methode zu finden, um die jeweiligen Umschlagspunkte zeitlich möglichst eng eingrenzen zu können.

Als zweckmässig und sinnvoll hat sich ein empirisch statistischer Ansatz erwiesen, bei dem für jeden Monat die mittlere stündliche Häufigkeit von katabatischen Hang- und Taubenlochwindereignissen berechnet wird. Dazu werden bei *Vogelsang* nur Winde aus Richtung 300 bis 340 Grad, bei *Taubenloch* solche aus Richtung 320 bis 360 Grad in die Untersuchung einbezogen. Tagsüber wird der Mittelwert deutlich unter-, während der Nacht überschritten. Als Grenze zwischen Tag und Nacht gilt jene Stunde, bei der das Über- respektive Unterschreiten des Mittelwertes beobachtet wird. Im Sommer sind diese Wechsel erwartungsgemäss deutlicher ausgebildet als im Winter. Es erstaunt deshalb nicht, dass zwei gleiche Wintermonate (z. B. Januar 1981 und Januar 1982) aufgrund von Variationen der Wetterlagen unterschiedliche Grenzen zeigen. Bei einer mehrjährigen Messreihe könnten diese Schwankungen statistisch bearbeitet werden. Bei einer kurzen Messreihe, wie sie in Biel vorliegt, wird die Grenze durch die Vergleiche mit den vorangehenden und nachfolgenden Monaten (Dezember 1980, 1981 und Februar 1981, 1982) bestimmt. Dieser Ansatz ermöglicht eine monatsbezogene Dreiteilung des Tages in die Zeitabschnitte «Morgen» (= 2. Nachthälfte), «Tag» und «Abend» (=1. Nachthälfte). Die Unterteilung trägt den saisonalen und lokalen Besonderheiten Rechnung.

Nachdem ein Ansatz gefunden worden ist, die Beobachtungstage in Abhängigkeit von der Jahreszeit zu unterteilen, gilt es nun, jedem Abschnitt eine mittlere Windrichtung zuzuordnen. Die Berechnung erfolgt vektoriell und wird nur dann ausgeführt, wenn im entsprechenden Tagesabschnitt der Calmenanteil unter 50 % liegt. Sonst wird Richtung 37 (Calmen) vermerkt. Falls im Verlauf des Tages fehlende Werte auftreten, wird der ganze Tag gestrichen.

Damit Tage mit ähnlichen Strömungsrichtungen und -mustern miteinander verglichen werden können, müssen die vektoriell berechneten Windrichtungen nochmals zusammengefasst werden. Um später die Zahl von möglichen Kombinationen klein zu halten, werden die mittleren Windrichtungen lediglich 5 Sektoren zugeordnet (vgl. Tabelle 1). Der Tagesgang der Strömung kann nun mit drei Ziffern

Tabelle 1: Einteilung der Windrichtungssektoren.

Sektor	Windrichtung (dd)	Bezeichnung
1	01–09	Nordost (Bise)
2	10–18	Südost
3	19–27	Südwest/West
4	28–36	Nordwest/Nord (Bergwinde, Taubenlochwind)
5	37	Calmen

codiert werden. Wehen beispielsweise bei *Vogelsang* in der Nacht Hangabwinde (Sektor 4) und tagsüber Südwestwinde (Sektor 3), so erhält der entsprechende Tag die Strömungszahl 434. Diese Methode erlaubt es, bei *Vogelsang* 84 % der Beobachtungszeit mit 11 Strömungskombinationen zu beschreiben. Am Taubenlochausgang reichen 14 typische Tagesgänge für die Beschreibung von 87 % der Beobachtungszeit. Weil im *Bözingenmoos* der hohe Anteil an Schwachwinden eine Vielzahl von Richtungsänderungen zur Folge hat, liegen die Prozentwerte hier etwas tiefer. 11 Tagesgänge beschreiben 61 % der Beobachtungszeit. Im einzigen Sommerhalbjahr der Messreihe stehen die Werte in einem ähnlichen Verhältnis zueinander wie in den beiden Winterhalbjahren. Die Auswertung bestätigt, dass sich *Vogelsang* gut für die Beschreibung des Windfeldes über dem westlichen Stadtteil eignet.

6. Ausgewählte Strömungs-Schichtungslagen in der Region Biel

Ein nächster Schritt besteht darin, die Beschreibung des Bodenwindfeldes von einem Punkt auf die Fläche auszudehnen und gleichzeitig die Temperaturschichtung mit zu berücksichtigen. Dazu eignen sich besonders die Stationen *Vogelsang* und *Taubenloch.* Erstere, weil sie 100 m über der Stadt liegt und weniger durch bodennahe Inversionen beeinflusst wird als beispielsweise *Bözingenmoos,* die zweite wegen ihres Standorts auf Dachhöhe am Taubenlochausgang. Ein Vergleich der beiden Stationen hat gezeigt, dass die mittlere Verteilung der Tagswindrichtung nahezu identisch ist.

Ziel ist es, unter Einbezug der Temperaturschichtung typische Tagesgänge des Bodenwindfeldes zu klassieren, um sie bei Bedarf in anspruchsvollen Ausbreitungsmodellen einzusetzen. FILLIGER baute in einer Fallstudie das Bodenwindfeld vom 10. Dezember 1980 in ein Langrangesches Partikel-Trajektorienmodell (FILLIGER 1986:104). Nachfolgend werden die Strömungskombinationen von *Vogelsang* und *Taubenloch* stets gemeinsam verwendet und mit dem Tagsgang des Gradienten der potentiellen Temperatur ($d\theta/100\,m$) verbunden. Für jede Beobachtungsstunde werden dabei die mittlere Windrichtung und -geschwindigkeit und der mittlere Temperaturgradient bestimmt. Aus dem Erscheinungsbild dieser Tagesgänge von Strömung und Vertikalstabilität leiten sich vier Hauptgruppen von Strömungs-Schichtungslagen ab:

Schichtungstyp 1:
Die Temperaturschichtung bleibt den ganzen Tag über mehr oder weniger konstant und nimmt maximal Werte an, die einer isothermen Schichtung entsprechen.

Schichtungstyp 2:
Die Schichtung ist im Verlauf der zweiten Nachthälfte und während des Tages höchstens isotherm, nimmt aber in der darauffolgenden ersten Nachthälfte stark positive Werte an.

Schichtungstyp 3:
Die Schichtung ist in der zweiten Nachthälfte sehr stabil und nimmt im Verlauf des Tages Werte von weniger als + 1,2 K an. Diese Schranke wird in der nachfolgenden ersten Nachthälfte nicht überschritten.

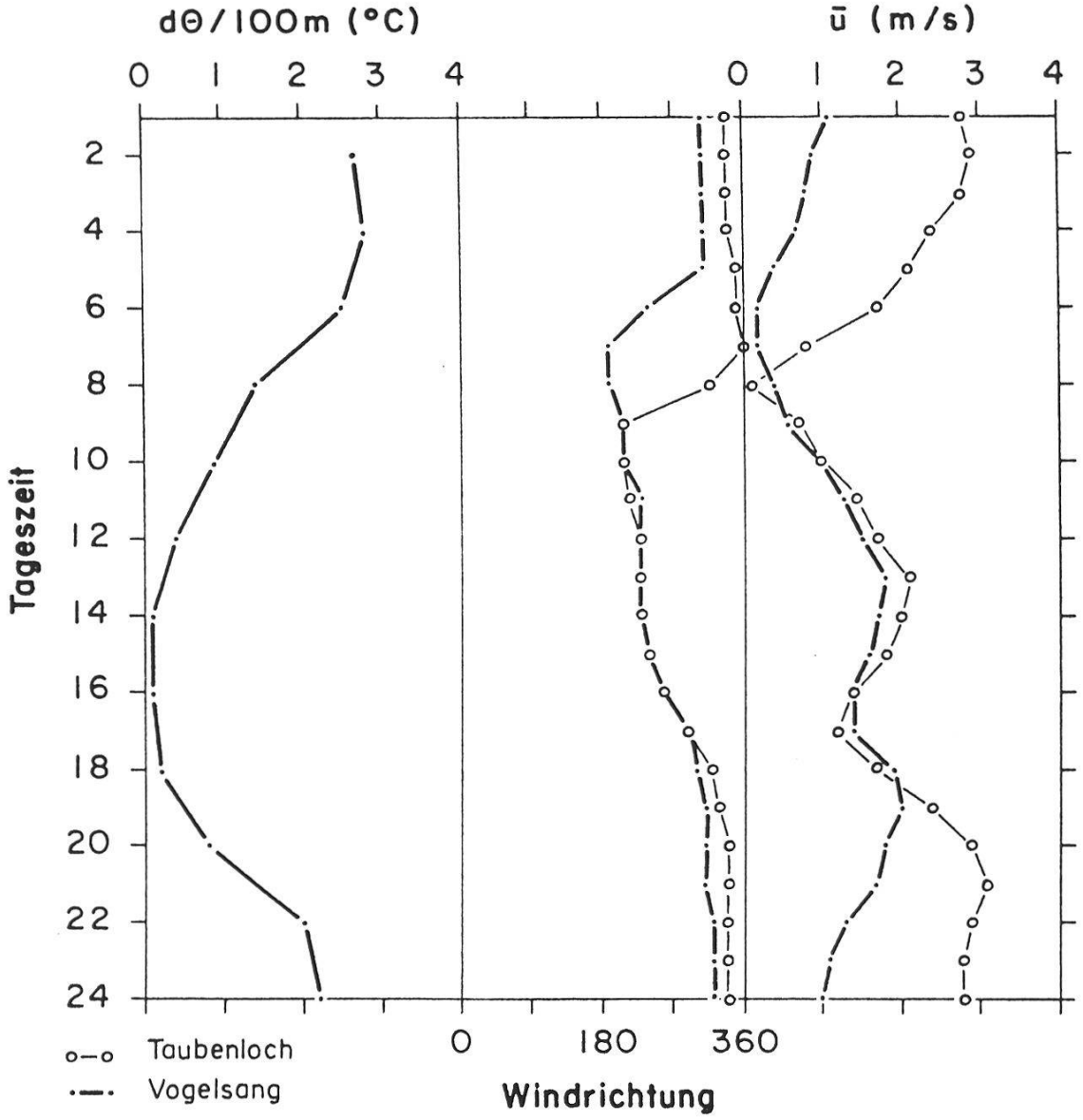
Schichtungstyp 4:
Die Schichtung zeigt einen ausgeprägten Tagesgang, in dessen Verlauf erst über Mittag und am Nachmittag Isothermie oder neutrale Schichtung erreicht werden.

Da die Schichtung aus Werten der Stationen *Vogelsang* und *Bözingenmoos* gerechnet wird, kann sie den tatsächlichen Verlauf der vertikalen Temperaturverteilung nie exakt wiedergeben. Sie vermag aber Auskunft zu geben über die Grössenordnung der Vertikalstabilität bei verschiedenen Strömungs-Schichtungslagen und den Trend der Schichtung im Tagesverlauf aufzuzeigen. Weiter darf davon ausgegangen werden, dass durch die erhöhte Bodenrauhigkeit, den anthropogenen Wärmeeintrag in die städtische Bodenschicht und die veränderte Albedo im Winter tagsüber eine quasineutrale Schichtung erzeugt wird. Die Strömungs-Schichtungslagen, welche an mehr als 5 Tagen vorkamen, sind in Tabelle 2 aufgeführt. Die für Klassierungen äusserst kurze Zeit der Datenerfassung bewirkte zudem eine ungleiche Gewichtung von Winter- und Sommersituation. Es wurden nur jene Tage berücksichtigt, an denen weder bei den Temperatur- noch bei den Winddaten fehlende Werte zu verzeichnen waren.

Tabelle 2: Häufigste Strömungs-Schichtungslagen in der Region Biel.

Schichtungs-typ	Gruppen-nummer	Halb-jahr	Strömungskombination *Vogelsang/Taubenloch*	Anzahl Tage
1	1.1	Winter	333/333 (↗↗↗ / ↗↗↗)	26
	1.2	Winter	111/111 (↙↙↙ / ↙↙↙)	20
	1.3	Winter	333/433 (↗↗↗ / ↘↗↗)	11
2	2.1	Winter	334/334 (↗↗↘ / ↗↗↘)	15
	2.2	Winter	114/114 (↙↙↘ / ↙↙↘)	9
	2.3	Sommer	334/334 (↗↗↘ / ↗↗↘)	8
3	3.1	Winter	433/433 (↘↗↗ / ↘↗↗)	10
	3.2	Sommer	433/433 (↘↗↗ / ↘↗↗)	7
	3.3	Winter	333/334 (↗↗↗ / ↗↗↘)	7
4	4.1	Sommer	434/434 (↘↗↘ / ↘↗↘)	37
	4.2	Sommer	414/414 (↘↙↘ / ↘↙↘)	18
	4.3	Winter	334/434 (↗↗↘ / ↘↗↘)	16
	4.4	Winter	434/434 (↘↗↘ / ↘↗↘)	11
	4.5	Winter	111/414 (↙↙↙ / ↘↙↘)	7
	4.6	Sommer	114/114 (↙↙↘ / ↙↙↘)	6
	4.7	Winter	333/434 (↗↗↗ / ↘↗↘)	6
	4.8	Sommer	444/444 (↘↘↘ / ↘↘↘)	6

Die Mittelwerte der Temperaturschichtung dürften sich bei grösseren Datenkollektiven wegen dem vorgegebenen Tagesgang nur leicht ändern und auch bei den Windgeschwindigkeiten dürften die Werte in der selben Grössenordnung liegen. Verantwortlich dafür ist die rechtsschiefe Verteilung von Windgeschwindigkeiten bei Messstellen in tieferen Lagen. Das bedeutet, dass ein Grossteil der Windgeschwindigkeiten zwischen 1 und 3 ms^{-1} liegt. Gleich bleiben wird auch die mittlere Windrichtung, da diese sehr stark durch das Relief bestimmt wird. Bei einem anderen Vorgehen müssten Windrichtung und -geschwindigkeit zwischen den festen Messstellen interpoliert werden. Auch diese Resultate wären mit Unsicherheiten behaftet. Die Geländeklimatologie stellt damit Grundlagen bereit, die es erlauben, mit anspruchsvollen Ausbreitungsmodellen (Partikel-Trajektorien-Modell) episodenhaft die Grössenordnung von Immissionskonzentrationen zu bestimmen und sie mit dem Kurzzeitgrenzwert eines bestimmten Schadstoffes zu vergleichen.



Figur 3: Tagesgang der Strömungs-Schichtungslage 4.1 (Sommersituation, vgl. Tabelle 2). In der Spalte links ist der Temperaturgradient dargestellt. Die mittlere Spalte zeigt die Verteilung der Windrichtungen, und rechts aussen ist der Gang der Windgeschwindigkeiten aufgeführt.

In Figur 3 ist die Strömungs-Schichtungslage 4.1 dargestellt. Sie ist die häufigste Lage überhaupt, die ausgeschieden werden konnte. An ihr lassen sich die lokalen Einflüsse auf die Ausbreitungsbedingungen besonders gut erkennen. Wie alle Lagen der Gruppe 4 zeigt sie einen ausgesprochenen Tagesgang der Temperaturschichtung (Nacht stabil, Tag labil bis indifferent). Direkt mit diesem Tagesgang verbunden ist die Ausbildung eines lokalen Windfeldes. Am Morgen klingen die Hangabwinde der Station *Vogelsang* gegen 5 Uhr stetig ab, während der «Taubenlöchler» bis gegen 7 Uhr andauert. Zur Zeit des Windwechsels auf das Tageswindfeld herrscht im Raum Bözingen Windstille. Anschliessend setzt Südwestwind ein mit einem Geschwindigkeitsmaximum zur Zeit der stärksten Erwärmung. Dieser Tagesgang der Windgeschwindigkeit ist sehr typisch für Stationen im Flachland. Bereits um 17 Uhr erfolgt der Wechsel auf das Nachtwindfeld. Dabei ist interessant zu beobachten, dass die Windgeschwindigkeiten nicht auf die geringen Werte vom Morgen zurückfallen und die Umstellung bei annähernd neutraler Schichtung erfolgt. Filliger und Rickli (1986:6) konnten am Beispiel von Messungen in Leissigen zeigen, dass Hangabwinde bereits bei einer positiven Strahlungsbilanz Q^* von $150\,Wm^{-2}$ auftreten. Das Geschwindigkeitsmaximum der Hangabwinde liegt zwischen 18 und 20 Uhr und damit 3 Stunden vor jenem des «Taubenlöchlers». Messungen im Sommer 1986 ergaben Mächtigkeiten der Hangabwindschicht von maximal 70 m.

Lage 4.1 zeigt beim Taubenlochwind zwei Geschwindigkeitsmaxima, eines vor und eines nach Mitternacht. Diese lassen sich häufig beobachten, können jedoch nicht statistisch signifikant nachgewiesen werden. Atkinson (1981:247) weist auf ein Pulsieren von Kaltluftabflüssen hin. Wegen der adiabatischen Erwärmung verringert sich der Druckunterschied im Verlauf der Nacht, was einen Rückgang der Windgeschwindigkeiten zur Folge hat. Die fortschreitende Abkühlung vermag diesen Effekt nach einer bestimmten Zeit wieder zu egalisieren, so dass es zu einem erneuten Anstieg der Windgeschwindigkeiten kommt. Es scheint, dass dieses Pulsieren auch beim Taubenlochwind beobachtet werden kann. Weil jedoch das An- und Abschwellen der Windgeschwindigkeiten nicht immer zum selben Zeitpunkt eintritt, ist deshalb ein zeitbezogener statistischer Nachweis kaum möglich.

7. Feldexperiment Taubenlochwind vom 23./24. September 1985

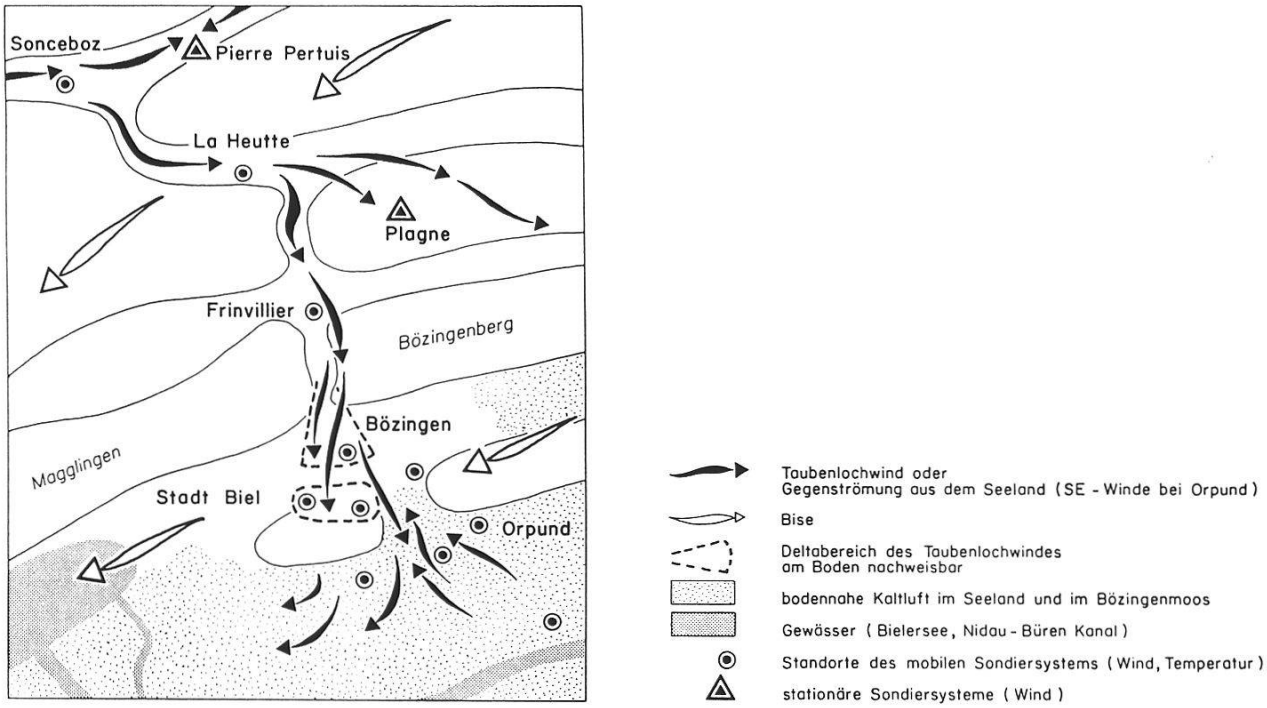
Mit meteorologischen Daten aus einem dichten Stationsnetz lässt sich viel zum Klima eines definierten Raumes ableiten, doch fehlt der Bezug zur dritten Dimension fast vollständig. Diesem Mangel wurde mit der Durchführung mehrerer Feldexperimente begegnet, die in Rickli und Wanner (1983) und Rickli (1988) ausführlich beschrieben sind. In diesem Kapitel wird auf Wiederholungen verzichtet und ein Schwergewicht auf die Resultate aus der letzten Messkampagne im September 1985 gelegt.

Resultate aus den Versuchen auf dem physikalischen Modell im Massstab 1:25 000 an der ETH Lausanne deuteten darauf hin, dass am Taubenlochausgang nicht das gesamte Kaltluftvolumen des St. Immertals zum Abfluss gelangt. Ein Teil des Luftvolumens zweigte auf dem Modell bereits bei Sonceboz ins Birstal ab, ein zweiter Teil überströmte den Geländerücken von Plagne und mündete erst bei Pieterlen ins Mittelland. Dieser Strömungsast, der wahrscheinlich erst in der zweiten Nachthälfte wirksam wird, könnte auch durch das Modellrelief induziert worden sein. Im Rahmen eines Feldstudienlagers in Biel wurde in der Nacht vom 23. auf den 24. September 1985 eine Messkampagne mit dem Ziel durchgeführt, die Modellresultate zu verifizieren. Dazu wurden auf der Anhöhe von Plagne und auf der Pierre Pertuis an fixen Messstellen halbstündlich Temperatur und Feuchte in 2 m über Grund gemessen. Die Resultate sind auf den Figuren 6 und 7 dargestellt und werden anschliessend besprochen. Gleichzeitig zu diesen Messungen wurden entlang der Talachse zwischen Sonceboz und Bözingen an mehreren Stellen Fesselballonaufstiege durchgeführt, um die Veränderung der thermischen Struktur im St. Immertal festzuhalten. In den darauffolgenden zwei Nächten wurde mittels weiterer Fesselballonsondierungen der Frage nachgegangen, wie das Delta des Taubenlochwinds aussieht und wie er sich über der Bodeninversion des Seelandes einschichtet. Die gewählten Messstandorte sind in Figur 4 eingezeichnet.

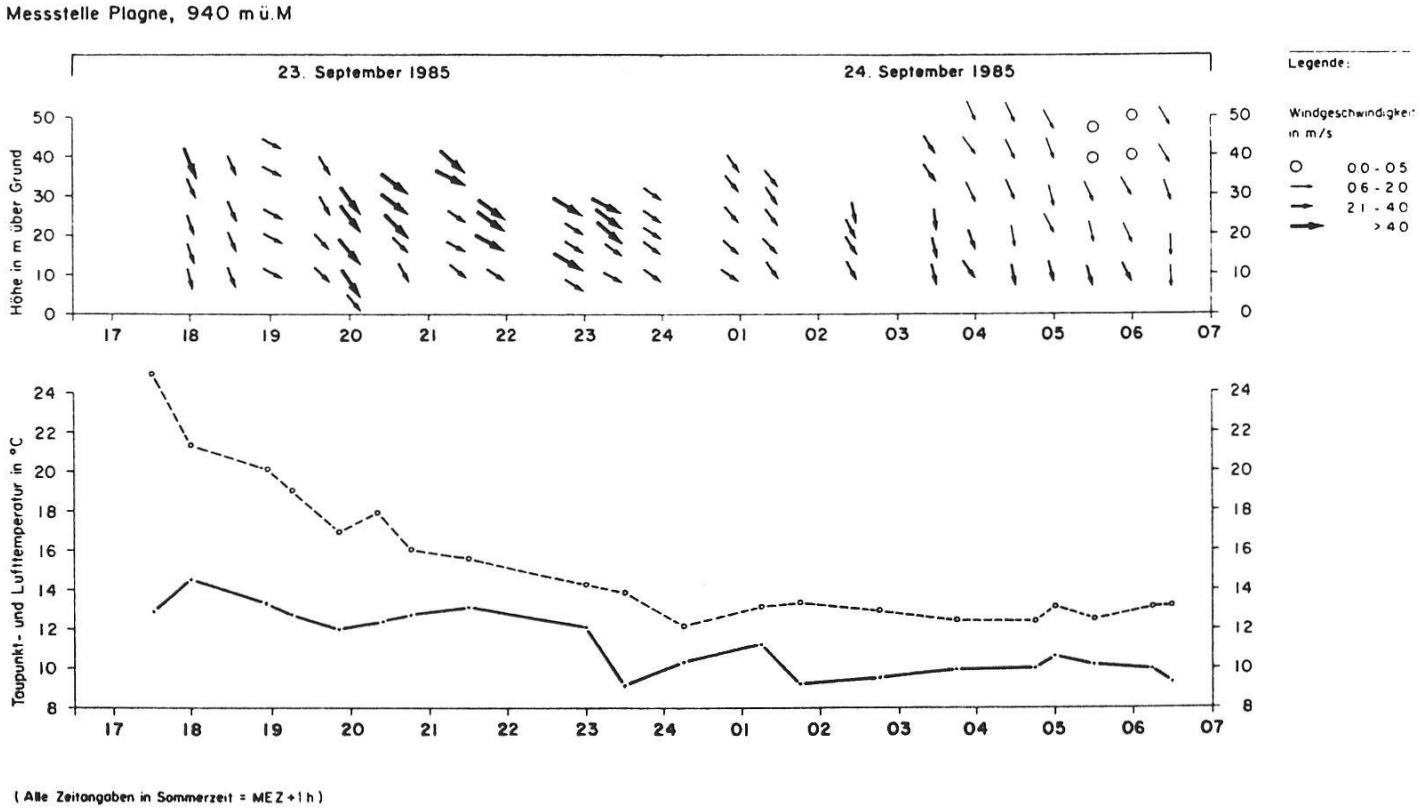
Zwischen dem 23. und dem 26. September 1985 wurde das Wetter in der Schweiz durch einen Ausläufer des Azorenhochs bestimmt. Sein Kern reichte am 23. September von den Pyrenäen bis zu den Alpen. In den folgenden Tagen verringerte das Zentrum seine räumliche Ausdehnung und wanderte über Mitteleuropa zum Golf von Tarent. Am Boden wurde die Druckverteilung sehr flach. Zwischen dem 23. und dem 25. September verlagerte sich eine Kaltfront von Nordfrankreich nach Ungarn. Ihr Durchgang zeichnete sich in der Schweiz lediglich durch einen Rückgang der Temperatur in der Höhe ab. Am 25. September setzte im Mittelland Bise ein. Während der gesamten Messperiode bestand im Mittelland eine kräftige Inversion mit einer Obergrenze zwischen 1000 und 1200 m ü. M. Tagsüber vermochten Thermik und mechanische Turbulenz die Inversion lediglich bis in Höhen zwischen 800 und 900 m ü. M. abzubauen.

Zuerst sollen die Resultate der Messstellen Plagne und Pierre Pertuis besprochen werden (vgl. Figuren 5 und 6). Bei Plagne wehten die Winde in der ersten Nachthälfte aus nordwestlicher Richtung und wiesen oberhalb von 20 m über Grund Geschwindigkeiten von mehr als 4 m/s auf. Die Strömung flaute gegen Mitternacht ab, und um 02.30 Uhr war eine Winddrehung auf Nord zu verzeichnen. Die Nordwinde dauerten die ganze zweite Nachthälfte über an, flauten aber gegen Morgen zusehends ab. Einzig in Bodennähe schwankten die Geschwindigkeiten zwischen 2 und 4 m/s. Möglicherweise war dies ein Effekt der bodennahen Strömungskonvergenz beim Überfliessen der Krete.

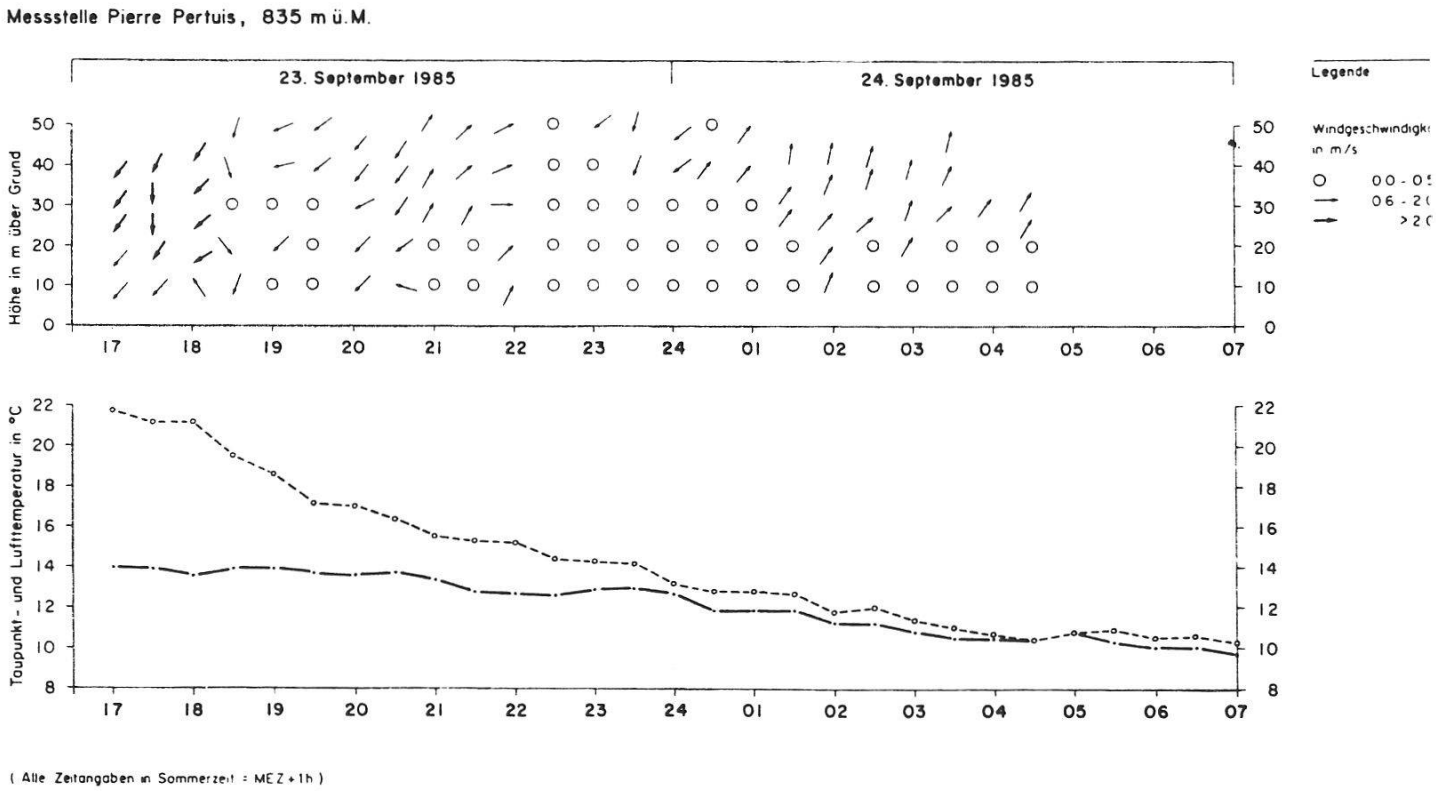
Plagne reichte in den Bereich einer Windscherung hinein und deshalb ist nicht sofort ersichtlich, ob die Nordwestströmung als aus dem St. Immertal abfliessende



Figur 4: Sondierstandorte während dem Taubenlochwind-Feldexperiment vom 23./24. September 1985.



Figur 5: Wind- und Temperaturfeld an der Messstelle Plagne.



Figur 6: Wind- und Temperaturfeld an der Messstelle Pierre Pertuis.

Luft angesprochen werden soll oder ob es sich um die synoptische Strömung handelte. Die Mitternachtssondierung von Payerne zeigte unterhalb von 1000 m ü. M. Nordwestwinde und oberhalb eine Ostströmung, die sich bis auf 2000 m ü. M. erstreckte. Darüber wehten Nordwinde.

Wenn bei Plagne wirklich ein Überfliessen beobachtet wurde, dann wäre anzunehmen, dass die Strömung auf der Pierre Pertuis stärker ausgebildet war. Andererseits lassen sich bei Plagne die Geschwindigkeitsprofile von 05.30 und 06.00 nur schwerlich mit einer synoptischen Strömung allein erklären, da wegen der Bodenrauhigkeit die Geschwindigkeit mit der Höhe zunehmen müsste. Windstille oberhalb von 40 m über Grund ist dabei nicht zu erwarten. Interessant ist auch, dass bei Plagne die Lufttemperatur ab Mitternacht kaum sinkt. Die Messstelle weist durch ihren Standort auf der Geländekuppe einen maximalen Himmelssichtfaktor und damit eine maximale Ausstrahlung auf. Konstante Temperaturen in 2 m über Grund lassen sich deshalb nur durch gute Durchmischung von Luft aus der freien Atmosphäre erklären. Im vorliegenden Beispiel betrifft dies die Luft aus dem oberen Querschnitt des St. Immertals.

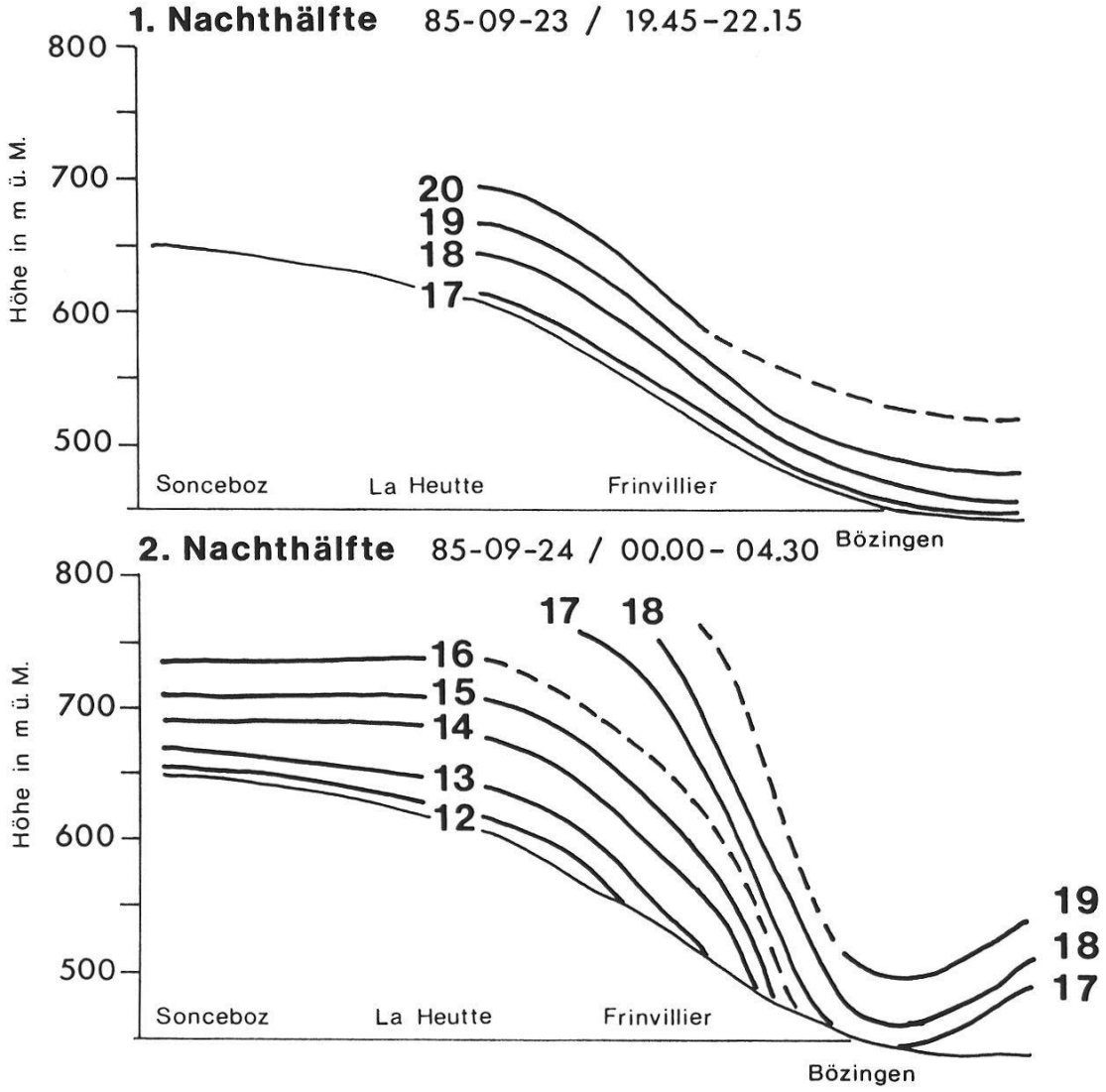
Somit kann ein Überströmen des Geländerückens von Plagne nicht von der Hand gewiesen werden, wäre aber durch ergänzende Messungen noch zu belegen. Im Gegensatz zu Plagne scheint beim Standort Pierre Pertuis ein Abfliessen von Luft aus dem St. Immertal nachgewiesen worden zu sein. Am Abend des 23. Septembers wehten bis gegen 20.30 Uhr Nordostwinde über den Pass mit abnehmen-

der Stärke. Diese Strömung dürfte sich am späteren Nachmittag aus dem Talwind im Vallée de Tavannes und einem umgelenkten Nordwestwind zusammengesetzt haben. Der westliche Ausläufer des Montoz wirkte dabei richtungsweisend. Um 21 Uhr drehte die Strömung oberhalb von 20 m über Grund auf Südwest. Da die Passhöhe in einer Waldlichtung liegt, kamen die Calmen in Bodennähe durch den Windschatten des Waldes zustande. Über der Waldlichtung herrschte während der ganzen zweiten Nachthälfte eine Süd- bis Südwestströmung.

Am Morgen des 24. Septembers lag zwischen St. Immer und Sonceboz eine Nebeldecke über dem Tal mit einer Obergrenze auf 800 m ü. M. Das Geländeengnis unterhalb von Sonceboz wurde wasserfallartig überströmt, und der Nebel vermochte sich dabei aufzulösen. Das Becken von La Heutte blieb nebelfrei. Sondierungen und Nebelobergrenze zeigten, dass sich im oberen Becken des St. Immertals eine Bodeninversion aufbaute, die den Bergwind anhob. Dadurch wurde die ursprüngliche Höhendifferenz zwischen dem Talgrund und der Pierre Pertuis verringert und dem Bergwind das «Überschwappen» ins Vallée de Tavannes erleichtert. Im Gegensatz zu Plagne sanken auf der Pierre Pertuis die Temperaturen in 2 m über Grund infolge verminderter Windgeschwindigkeit kontinuierlich.

Ergänzend zu den Messungen an den Standorten Pierre Pertuis und Plagne wurden in der Nacht vom 23. auf den 24. September auf einem Längsprofil entlang der Schüss zwei Messfahrten mit Fesselballonaufstiegen durchgeführt. Die eine fand in der ersten, die andere in der zweiten Nachthälfte statt. Ziel dieser Fahrten war es, die Entwicklung und den räumlichen Verlauf des Taubenlochwindes besser zu verstehen und die gewonnenen Daten mit den Messungen von Plagne und der Pierre Pertuis zu vergleichen.

Mit dem System *Minisond* des Geographischen Instituts wurden nacheinander Fesselballonaufstiege durchgeführt bei Sonceboz, La Heutte, Frinvillier, Bözingen und im Seeland bei Zihlwil. Ein Vergleich der vor Mitternacht durchgeführten Sondierungen zeigt, dass sich an allen Standorten eine Bodeninversion aufbaute und die vertikale Temperaturverteilung sowohl in Sonceboz als auch am Taubenlochausgang ungefähr gleich blieb. Das bedeutet, dass der Bergwind über alle Talstufen hinweg bis auf den Boden hinunter reichte und dass das bodennahe Luftvolumen der Becken von La Heutte und Frinvillier durch die Taubenlochschlucht abfloss. Ab 21 Uhr setzte auch das Überfliessen der Pierre Pertuis ein. Im Verlauf der zweiten Nachthälfte stagnierte in den einzelnen Talbecken die bodennahe Luft. Zwischen 50 und 100 Metern über Grund herrschte Windstille. Oberhalb dieser Schicht wehte der Bergwind mit Geschwindigkeiten von mehr als 5 ms^{-1}. Am Taubenlochausgang wurden Temperaturen gemessen, die in den Becken von La Hutte und Frinvillier erst auf 150–200 Meter über Grund vorkamen. Das bedeutet, dass der Taubenlochwind zu dieser Zeit aus Luft gebildet wurde, die nicht mehr dem Talgrund folgte, sondern aus dem mittleren Talquerschnitt stammte. Die kalte Bodenluft blieb vollends in den engen Schluchtpartien stecken und gelangte erst im Verlaufe des Morgens zum Abfluss.



Figur 7: Isentropendarstellung der Temperaturverhältnisse im unteren St. Immertal (23./24. September 1985). Die potentiellen Temperaturen beziehen sich auf die Höhe von Biel (430m ü. M.) und sind in °C angegeben).

8. Schlussfolgerungen

Prozesse der charakteristischen Zeitdauer von 30 Minuten bis zu einem Tag und der horizontalen Ausdehnung von 200 Metern bis zu 20 Kilometern bestimmt im wesentlichen das Bieler Ausbreitungsklima. Gemäss Definition gehören sie demzufolge zur Micro-α und Meso-γ Scale (Atkinson 1981:19). Nach Wanner (in Vorbereitung) reagiert das Luftvolumen im Mittelland noch ähnlich wie dasjenige in einem grossen Tal, das heisst, dass sich tagesperiodische Strömungen nachweisen lassen und die synoptische Strömung der Talachse entlang geführt wird. Biel liegt als Jurasüdfussstadt im tiefstgelegenen Abschnitt des Berner Mittellandes und gleichzeitig an dessen Nordwestrand, der durch die erste Jurakette gebildet wird.

Diese wird im Raum Bözingen durch die Taubenlochschlucht zerschnitten, welche dem Tal der Schüss den Zugang zum Mittelland öffnet. Die bodennahen Strömungsverhältnisse über Biel werden demzufolge durch sehr lokale Strömungen (Hangwinde, Kaltluftsurges), durch regionale Strömungen (Taubenlochwind) und durch die kanalisierte synoptische Strömung wechselweise oder in Kombination bestimmt. Massgeblich verantwortlich für die Kopplung oder Entkopplung der einzelnen Strömungen ist dabei die vertikale Temperaturschichtung über Stadt und Agglomeration.

Ziel der klimatologischen Studien war es, Regelmässigkeiten des bodennahen Strömungsfeldes zu erfassen, zu charakterisieren und sie mit der bodennahen Temperaturschichtung zu verknüpfen. Mit Hilfe der stündlichen Windaufzeichnungen bei *Vogelsang* und *Taubenloch* war es möglich. Strömungslagen zu definieren, die nebst dem Tagesgang der Temperaturschichtung auch jenen des Windfeldes wiedergeben.

Es hat sich gezeigt, dass im 700 hPa Niveau bei nordwestlicher Anströmung der Alpen bis zu einer Windrichtung von 340 Grad im Mittelland Südwestwinde wehen (Wanner, mündliche Mitteilung). Nördliches bis östliches Anströmen der Alpen erzeugt Nordostwinde (Bise). Von einigen windschwachen Ausnahmen abgesehen dominieren diese beiden Hauptwindrichtungen das Tageswindfeld im Mittelland und in der Region Biel. Am Abend und in der Nacht werden die Verhältnisse komplizierter. Entscheidend ist, ob der synoptische Druckgradient lokale Unterschiede zu überprägen vermag oder nicht und ob dieses Überprägen während der ganzen Nacht andauert oder sich lediglich auf eine Nachthälfte beschränkt.

Tabelle 1 zeigt, dass ein synoptisches Forcing von 24 Stunden und mehr an den Standorten *Vogelsang* und *Taubenloch* gleichzeitig nur im Winterhalbjahr regelmässig beobachtet wird. Verantwortlich dafür sind Dezember- und Januarstürme, während denen sich Fronten in kurzer zeitlicher Folge jagen (Westlagen). Bisenlagen mit Hochnebel, welche die langwellige Ausstrahlung auch im St. Immertal reduzieren, sind für andauernde Nordostströmungen verantwortlich. Gleiches gilt auch dann, wenn nur die Strömungsmuster an einer Station betrachtet werden. Daraus folgt, dass mit Ausnahme des Winterhalbjahres das Tageswindfeld durch ein entsprechendes in der Nacht abgelöst wird und dass sich innert 24 Stunden mindestens einmal ein Wechsel der Windrichtung und meistens auch der Windgeschwindigkeit vollzieht.

Üblicherweise sind diese während 24 Stunden zweimal zu beobachten, nämlich am Morgen und am Abend. Während der Zeitpunkt des morgendlichen Windwechsels im Jahresverlauf zeitlich stark variiert, setzt das Nachtwindfeld mit grosser Regelmässigkeit zwischen 17 und 18 Uhr ein. Filliger und Rickli (1986:6) konnten am Beispiel von Leissigen nachweisen, dass Hangwinde bereits bei einer positiven Strahlungsbilanz Q* von weniger als 150 Wm^{-2} auftreten. Dies mag ein Grund sein, dass das Einsetzen der Hangabwinde im Raum Biel jahreszeitenunabhängig ist. Im Sommer führen Bergschatten und klarer Himmel bereits Ende Nachmittag

zu einer reduzierten positiven Strahlungsbilanz, während im Winter der häufige Hochnebel die Strahlungsbilanz dämpft. Die Hangabwinde sind deshalb im Sommer stärker ausgebildet und treten regelmässiger auf als im Winter. Während einer Messkampagne zur Untersuchung der Ausbreitungsbedingungen für Ozon, wurde bei *Vogelsang* am 1. Juli 1986 um 22 Uhr *MEZ* eine Hangwindmächtigkeit von rund 70 Metern festgestellt (SCHÜPBACH und WANNER, 1987:220). Im Winter und während der zweiten Nachthälfte dürfte ihre Mächtigkeit geringer sein.

Im Sommer bewirken die Hangabwinde vor Mitternacht eine signifikante Durchmischung der bodennahen Luft. In der zweiten Nachthälfte hingegen stagniert die Luft der Mittellandebene und die Hangabwinde schichten sich einige Dekameter über der Stadt ein. Gleiches gilt für das Bözingenmoos. Nachdem der Bergwind zwischen 21 und 23 Uhr letztmals auffrischt, wird es gegen Mitternacht ruhig und die Bodeninversion hebt die Hangabwinde ab.

Einzig am Taubenlochausgang biegen sich die Pappeln während der ganzen Nacht. Unaufhaltsam strömt die Luft aus dem St. Immertal ins Mittelland aus und führt in Bözingen zu einer regelmässigen Frischluftzufuhr, wie sie beispielsweise auch für Gemeinden am Rand der Oberrheinischen Tiefebene von Bedeutung ist (HAUF und WITTE, 1985:33). Wie Temperaturmessfahrten und die Sondierungen vom September 1985 gezeigt haben, unterliegt der Taubenlochwind thermisch einem deutlichen Jahresgang. Dies hängt aller Wahrscheinlichkeit nach mit der unterschiedlichen Nebelbedeckung beidseits der ersten Jurakette zusammen. Während im Sommer die Bewölkungsverhältnisse im St. Immertal und über dem Mittelland sehr ähnlich sind und nachts die langweile Ausstrahlung am ausgeprägtesten ist, liegt das Seeland im Winter häufig unter ausgedehnten Boden- oder Hochnebeldecken. Einem deutlichen Tagesgang der Temperatur im St. Immertal steht ein ausgeglichener Temperaturverlauf im Seeland gegenüber. Die aus dem Taubenloch schiessende Luft ist bis um 4K kälter als die Umgebungsluft und führt im Raum Bözingen zu einem markanten nächtlichen Temperaturrückgang.

Im Sommer ist diese Temperaturdifferenz nicht zu finden. Vielmehr haben die Messungen von September 1985 gezeigt, dass in der 2. Nachthälfte Kaltluft aus dem Seeland surgeartig gegen den Stadtrand vordringt und die Luft aus dem mittleren Querschnitt des St. Immertals in die Höhe hebt. Die erwähnte Kaltluft beginnt sich in Bewegung zu setzen, sobald ihre vertikale Mächtigkeit 70–100 Meter überschreitet und stösst zungenförmig vom Bözingenmoos und über die Senken von Dietschmatt und Brüggmoos gegen den Stadtraum vor. Dieses Vordringen wird zur Zeit des Sonnenaufgangs durch die ersten schwachen Hangaufwinde noch begünstigt. Die Zeit, in der Biel unter einem Film von Luft aus dem Seeland liegt, ist auch die Zeit des Windwechsels vom Nacht- auf das Tageswindfeld. Innert Stundenfrist beginnt sich die Bodeninversion aufzulösen und langsam, zunächst nur schwach, dann immer bestimmter, setzt sich die Tagesströmung aus Südwest oder Nordost durch. Der Wechsel vom lokalen zum synoptischen Strömungsfeld ist damit vollzogen.

Bei der Ausbreitung von Luftschadstoffen spielen die täglichen Windwechsel eine nicht zu überschätzende Rolle, indem sie lokal und zeitlich begrenzt zu hohen Schadstoffkonzentrationen beitragen. Ein Beispiel hat FILLIGER (1986:106) anhand der SO_2-Belastung durchgerechnet. Ähnliche Ergebnisse sind auch von der NO_2-Belastung zu erwarten, da die Hauptverkehrszeiten häufig mit der Zeit der Windwechsel korrespondieren. Die Untersuchungen in Biel zeigen, wie nötig detaillierte Kenntnisse über die lokalen Ausbreitungsbedingungen sind, um bei Ausbreitungsrechnungen falsche Resultate oder Schlüsse zu vermeiden.

Abstract

The present work is an attempt to detect and define typical flow patterns in the surface layer. The study relies on hourly climatological observation data, that were collected over a period of 17 month in the area of Biel. They were complemented with several field experiments and simulations on the physical model (scale 1/25 000) at the EPF in Lausanne.

To the purpose of a local flow classification the average daily pattern of layer formation, direction of wind and its velocity was determined within the respective flow situation. This provided the basis for further dispersion modelling. The approach subdivides the day into three periods according to the daily wind changes. The method can be used in any region where one can observe regular daily changes in the direction of the wind. Likely candidates for such studies are regions with non-uniforme terrain with marked daily ana- and katabatic winds or coastal regions that show a marked land and sea breeze circulation system.

Résumé

Le travail présente a pour but de reconnaître et de definir les types de courants caractéristiques dans la couche superficielle. Il se base sur des données climatologiques relevées toutes les heures et qui ont enregistrées pendant 17 mois dans l'agglomération de Bienne. Ces données ont été complétées par plusieurs expériences pratiques et par des essais sur le modèle physique (échelle 1/25 000) à l'EPF de Lausanne.

Dans ce travail on essaie de déduire à partir des données de vent et de température, des types de courants et de couches typiques et de les utiliser pour une classification locale des courants. Comme base pour une dispersion de modèles a été pris en considération le moyen rhythme quotidien de la couche, de la direction et de la vitesse du vent. Les changements de vent quotidiens ont servi de repères pour diviser la journée d'observation en trois partis. La procedure est partout applicable dans la mesure où dans le déroulement d'une journée des changements de vents

reguliers se manifestent. Cela concerne des régions à topographie complexe avec des vents ana- et katabatiques prononcés ou des régions côtières qui ont un système de circulation de brise de mer et de brise de terre bien développés.

Zusammenfassung

Ab November 1980 betreute das Geographische Institut der Universität Bern (GIUB) in Biel während 17 Monaten ein klimatologisches Messnetz, an dessen Stationen stündlich Wind und Temperatur gemessen wurden. Dank den räumlich und zeitlich fein aufgelösten Daten war es möglich, Signale der katabatischen Hangwinde für die Ausscheidung typischer Strömungs- und Schichtungsmuster zu verwenden. Mehrere Feldexperimente und Versuche auf einem physikalischen Modell (Massstab 1/25 000) erweiterten die Datengrundlagen und lieferten wertvolle Beiträge zur Erklärung lokaler Strömungsphänomene. Die ausgeschiedenen Tagesgänge von Strömung und Schichtung bilden die Grundlage zur episodenhaften Schätzung von Immissionskonzentrationen mittels Ausbreitungsmodellen. Die Methode kann in allen Regionen angewandt werden, in denen im Tagesverlauf regelmässig Windrichtungswechsel auftreten. Dies betrifft bevorzugt Gebiete mit komplexer Topographie oder Küstenregionen mit einem ausgeprägten Land-Seewind-System.

Literatur

ATKINSON, B. W., 1981: Meso-scale Atmospheric Circulations. Academic Press, London, 495.

FILLIGER, P., 1986: Die Ausbreitung von Luftschadstoffen - Modelle und ihre Anwendung in der Region Biel. Geographica Bernensia G14, 154.

FILLIGER, P. und B. RICKLI, 1986: N8, Umfahrung Leissigen, Abluftbauwerk: Gutachten zur Ausbreitungsklimatologie, Schlussbericht. Geographisches Institut der Universität Bern, 45.

HANNA, S. R., 1982: Applications in Air Pollution Modeling, Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling, F. M. T. Nieuwstadt and H. van Dop, editors, D. Reidel Pub. Co., 275–310.

HAUF, T. und N. WITTE, 1985: Fallstudie eines nächtlichen Windsystems. Meteorol. Rdsch. 38, 33–42.

HERTIG, J. A., P. LISKA und R. RICKLI, 1984: Versuche auf dem Modell 1/25 000 zur Durchlüftungssituation in der Region Biel. IENER Bericht Nr. 521.104, Lausanne, 37.

LILJEQUIST, H. und K. CEHAK, 1979: Allgemeine Meteorologie. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 385.

PAMPERIN, H. und G. STILKE, 1985: Nächtliche Grenzschicht und LLJ im Alpenvorland nahe dem Inntalausgang. Meteorol. Rdsch. 38, 145–156.

RICKLI, R. und H. WANNER, 1983: Feldexperimente im Raume Biel - Datenkatalog. Informationen und Beiträge zur Klimaforschung 19, Geographisches Institut der Universität Bern, 146.

RICKLI, R., 1986: Untersuchungen zum Ausbreitungsklima der Region Biel. Geographica Bernensia G32, Bern, 120.

SCHUEPBACH, E. und H. WANNER, 1987: Feldexperiment zum photochemischen Smog in der Region Biel (Juli 1986) - Datenkatalog. Informationen und Beiträge zur Klimaforschung, Geographisches Institut der Universität Bern, 500.

SCHUEPBACH, E., 1988: Zur Dynamik von photochemischem Smog über komplexer Topographie. Fallstudie Biel-Bienne. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Bern, 105.

STULL, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666.

TURNER, D. B., 1964: A diffusion model for an urban area. J. of Appl. Meteor., 3, 83–91.

WANNER, H., 1979: Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen. Geographica Bernensia G7, Bern, 240.

WANNER, H. und S. KUNZ, 1983: Klimatologie der Nebel- und Kaltluftkörper im Schweizerischen Mittelland mit Hilfe von Wettersatellitenbildern. Arch. Met. Geoph. Biocl., Ser. B. 33, 31–56.

WANNER, H., in Vorbereitung: Klimatologie der Bise im Schweizerischen Mittelland. Bern.