

Ber. z. dt. Landeskunde	Bd. 71, H. 2, 1997, S. 255—284	Trier
-------------------------	--------------------------------	-------

Dieter KLAUS, Markus FETT, Andreas POTH, Martin RECHMANN und
Max VOSS, Bonn

Beziehungen zwischen synoptischer und lokaler Windzirkulation und der Schadstoffbelastung in der südlichen Niederrheinischen Tieflandsbucht

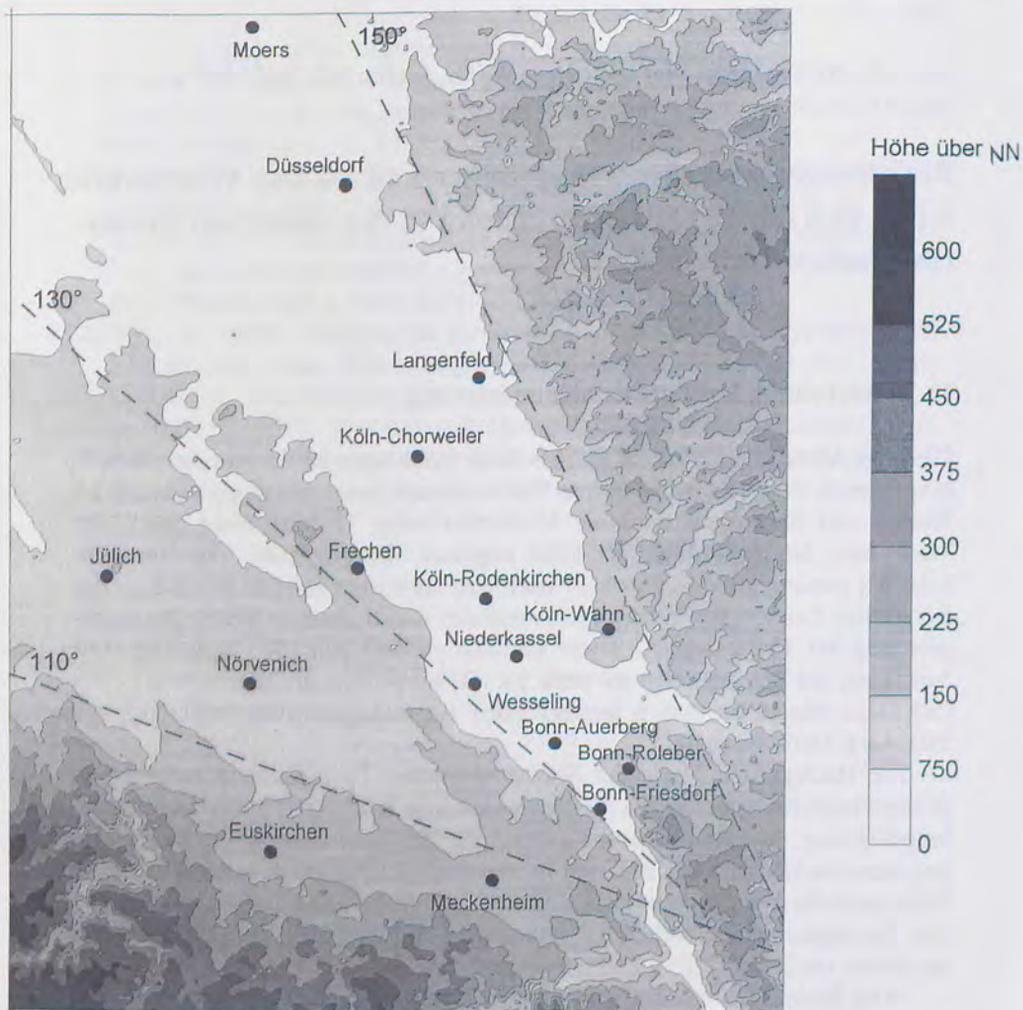
1. Rheintalung, Leitlinie der Kanalisierung

Das enge Mittelrheintal öffnet sich ab Bonn zur Kölner Bucht, die den südlichsten Bereich der Niederrheinischen Tieflandsbucht einnimmt (vgl. Abb. 1). Im Westen und Südwesten wird die Niederrheinische Tieflandsbucht durch den West- bzw. Nordwestabfall der Eifel begrenzt, der gegenüber der Nordrichtung (0°) näherungsweise von 110° nach 290° orientiert ist. Die Westhänge des Bergischen Landes, des Westerwaldes und des Siebengebirges bilden die Ostbegrenzung der Tieflandsbucht. Diese Leitlinie verläuft von 150° nach 330° . Der Villedorfer Berg, der sich teilweise um mehr als 100 Meter über die Rheintalung erhebt und diese von den westlich angrenzenden Bördenlandschaften trennt, ist von 130° nach 310° orientiert.

Die Häufigkeiten der in der Niederrheinischen Tieflandsbucht auftretenden Bodenwindrichtungen werden im Richtungssektor 100° — 150° , also der Rheintalungsrichtung, maximal (vgl. Abb. 2). Zum Vergleich sind die Richtungshäufigkeiten der Höhenwinde in Essen für das 850 hPa Niveau angeführt. In dieser Höhe kann die Windströmung als geostrophisch ausbalanciert angenommen werden. Sie repräsentiert folglich die synoptische Windrichtung, die ihr Richtungsmaximum im Sektor 225° — 270° annimmt.

Vom Bodenniveau ausgehend dreht der Wind auf der Nordhemisphäre mit der Höhe infolge des nachlassenden Einflusses der Bodenreibung solange nach rechts, bis er oberhalb der Grenzschicht geostrophisch ausbalanciert ist. Die Richtungsdivergenz zwischen Boden- und geostrophischem Höhenwind beträgt maximal 45° (SCHIRMER et al. 1987). Dem synoptisch bedingten Höhenwindmaximum im Richtungsquadranten 225° — 270° entspreche ohne die Leitwirkung der Orographie theoretisch ein Bodenwindmaximum im Richtungssektor 180° — 225° , das aber nur an wenigen Stationen als sekundäres Maximum in Abbildung 2 in Erscheinung tritt. Bedeutend häufiger wird die synoptisch bedingte Windrichtung durch die Orographie der Rheintalung im Richtungssektor 100° — 150° kanalisiert. Der Kanalisierungseffekt ist im Süden der Kölner Bucht an den in Rheintalnähe gelegenen Stationen stärker ausgebildet als im Norden und

Abb. 1: Topographie der Niederrheinischen Tieflandsbucht mit den wichtigsten orographischen Leitlinien und der Lage einiger der berücksichtigten DWD- und TEMES-Meßstationen.



Westen der Bucht. Trotz dieser Einschränkung bleibt die Kanalisierung auch an den Stationen der Jülich-Zülpicher Börde und in der nördlichen Kölner Bucht abgeschwächt erhalten (vgl. Abb. 2).

Die Lage einer Station zu den Leitlinien bestimmt den Richtungssektor, in dem die Windrichtungshäufigkeiten maximal werden. Stationen im Bereich der Rheintal-Ostbegrenzung erreichen im Richtungssektor um 150°, Stationen im Bereich des Ville-Osthanges bei etwa 130° und Stationen zwischen Ville und Eifel-Osthang bei etwa 100° ihre maximalen Häufigkeiten (vgl. Abb. 2).

Abb. 2: Häufigkeiten der mittleren stündlichen Bodenwindrichtungen für die Stationen der Niederrheinischen Bucht im Jahr 1991. Zum Vergleich sind die Häufigkeiten der mittleren stündlichen Höhenwindrichtungen für Essen im 850 hPa-Niveau angegeben.

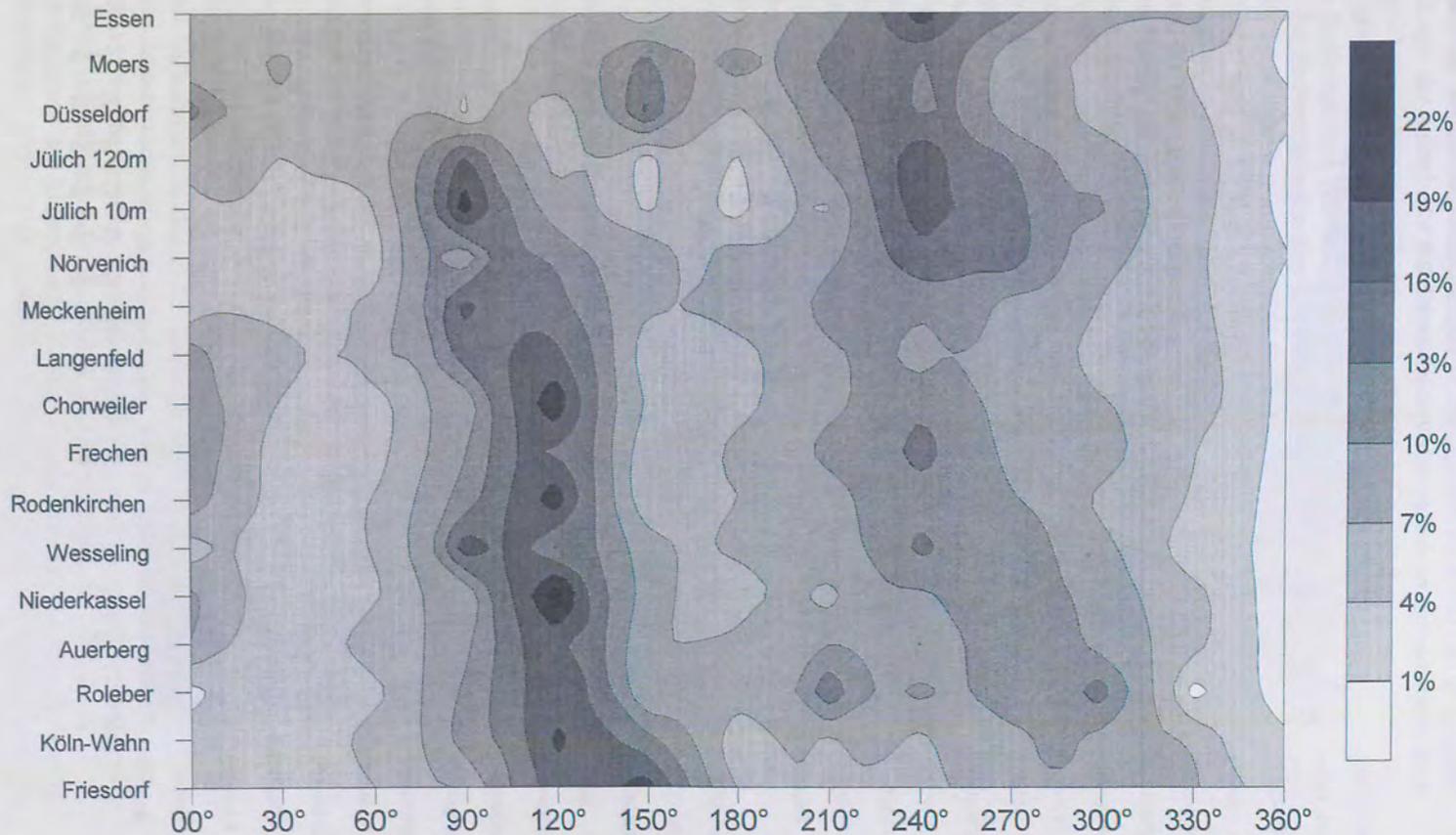
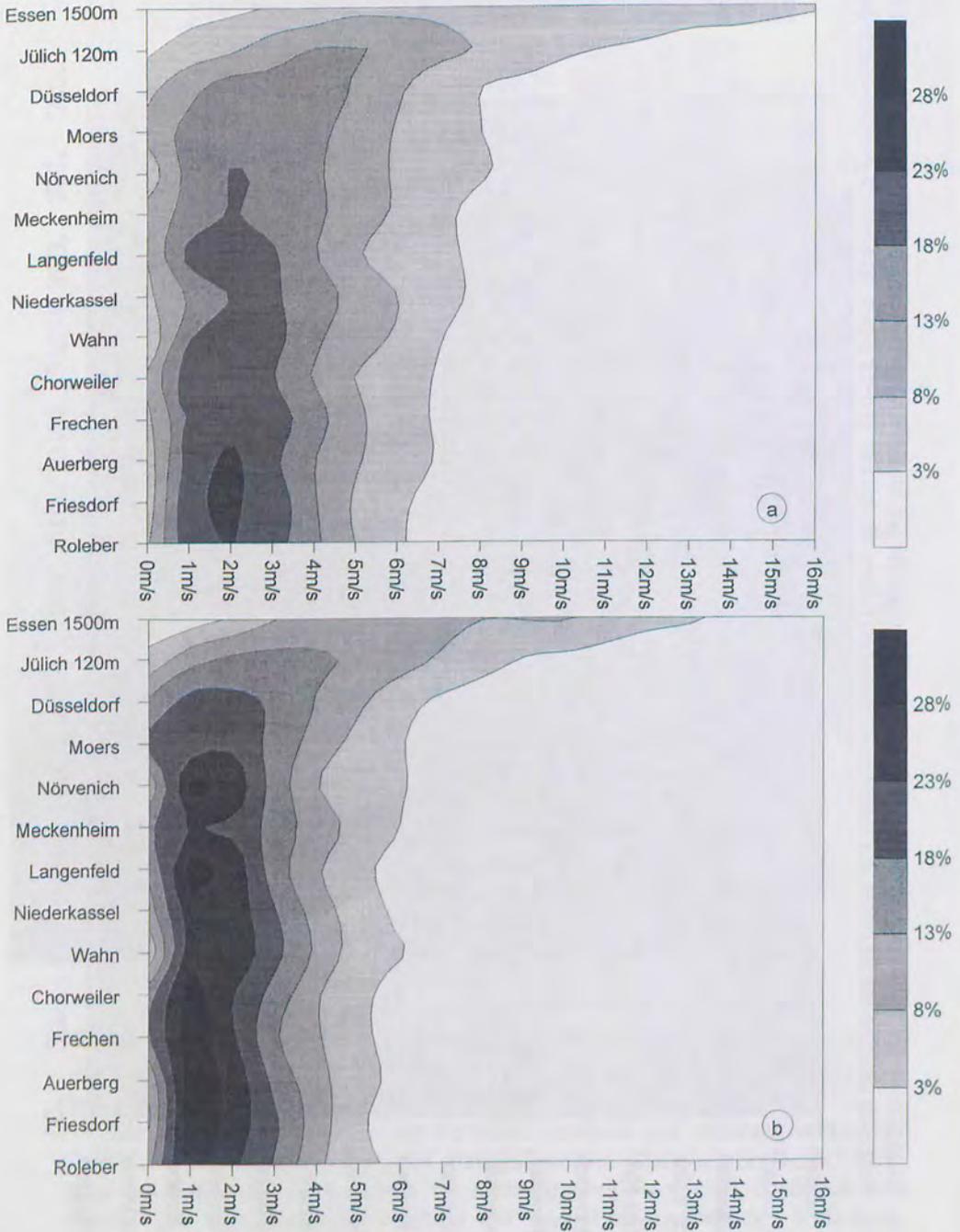


Abb. 3: Häufigkeit der mittleren stündlichen Windgeschwindigkeiten für Strömungs- (oben) und Inversionslagen (unten) bei einer Klassenbreite von 1 m/s.



Auch die Windgeschwindigkeiten variieren in Abhängigkeit zur topographischen Lage der Stationen. An Tagen ohne Inversion (Strömungslagen) treten Windgeschwindigkeiten um 2 m/s mit maximaler Häufigkeit nur im Bereich von Bonn, also in dem noch relativ engen Rheintalungsbereich auf. An den nördlicheren Stationen und den Stationen der Börde nehmen die Windgeschwindigkeiten bei Strömungslagen deutlich zu (vgl. Abb. 3a). Der Vergleich der Bodenwindgeschwindigkeiten mit den Höhenwindgeschwindigkeiten in 120 m (Meßturm Jülich) und in 1500 m (Radiosonde Essen) zeigt, daß in 120 m Höhe bei Strömungslagen maximale Häufigkeiten bei 4—5 m/s und in 1500 m bei 7 m/s auftreten, die Windgeschwindigkeiten also gegenüber dem Bodenniveau mit maximaler Häufigkeit um zirka 5 m/s als Folge des verschwindenden Reibungseinflusses ansteigen.

An Tagen mit Inversionen sind die Windgeschwindigkeiten an allen Meßstationen deutlich geringer als an den Tagen ohne Inversionen. Die mit maximaler Häufigkeit auftretenden Höhenwindgeschwindigkeiten liegen bei 4 m/s, die der Bodenwindgeschwindigkeiten bei 1 m/s. Die Zone mit den geringsten Windgeschwindigkeiten liegt wieder im Süden der Kölner Bucht, reicht allerdings weiter nordwärts als im Falle der Strömungslagen. Es fällt auf, daß sich die Auftrittshäufigkeit maximaler Windgeschwindigkeiten im gesamten Untersuchungsraum bei Inversionslagen kaum ändert. Die Windgeschwindigkeitszunahme mit der Höhe nimmt bei Inversionslagen maximale Häufigkeiten bei 3 m/s und nicht wie bei den Strömungslagen bei 5 m/s an. Die vertikale Windscherung zwischen dem Boden- und dem 1500-m-Niveau ist also bei Strömungslagen mit großer Häufigkeit höher als bei Inversionslagen. Auf die Abweichungen von diesen mittleren Bedingungen wird an späterer Stelle eingegangen.

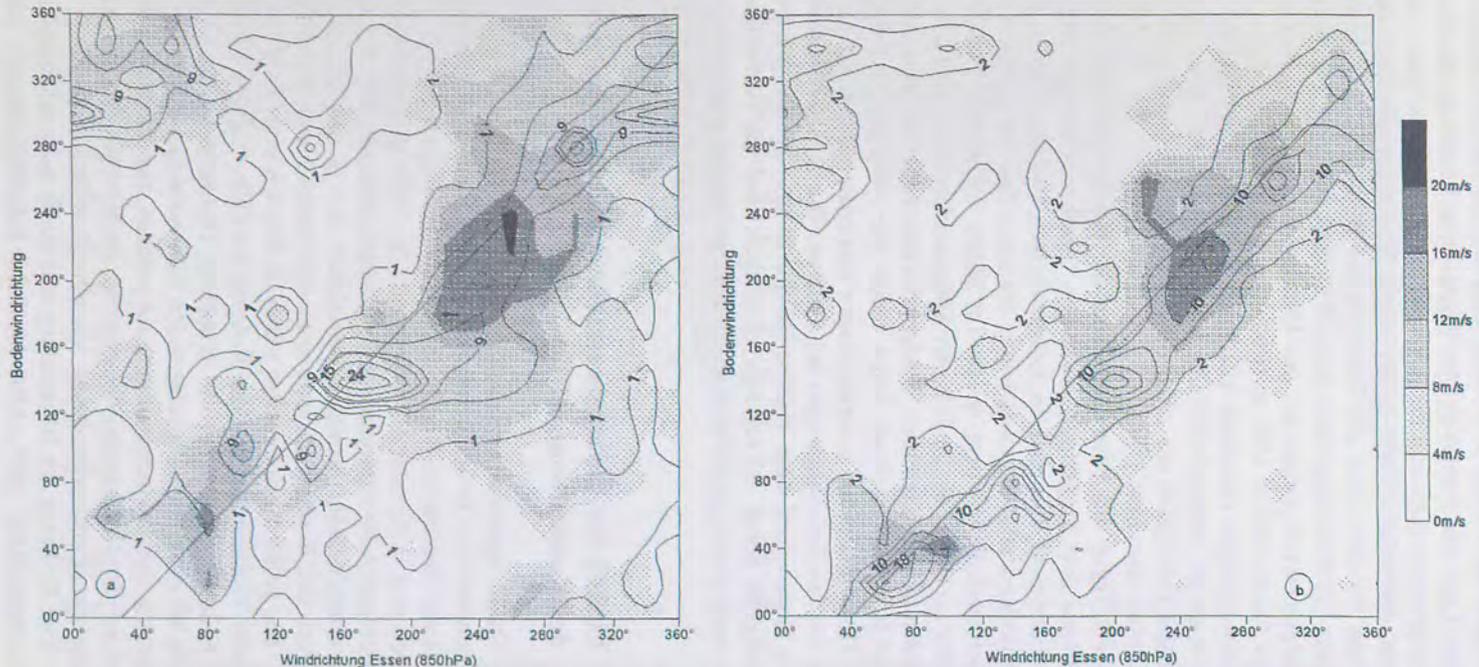
2. Einfluß der Luftmassenstabilität und der Windgeschwindigkeit auf den Kanalisierungseffekt

Für Strömungswetterlagen zeigt Abbildung 4 für Bonn-Friesdorf und Moers den Zusammenhang zwischen den Auftrittshäufigkeiten der gleichzeitig beobachteten mittleren stündlichen Boden- und Höhenwindrichtungen (850 hPa). Die Häufigkeiten sind in Prozent der Gesamtzahl der Fälle angegeben, die in einer der 10° umfassenden Höhenwindrichtungsklassen auftreten. Die Schraffur kennzeichnet die mittlere Höhenwindgeschwindigkeit der in den jeweils 10° umfassenden Höhen- und Bodenwindrichtungsklassen beobachteten Windgeschwindigkeiten.

Die größten Häufigkeiten treten im Bereich einer im Winkel von 45° ansteigenden Geraden auf, die die X-Achse im Falle von Bonn-Friesdorf bei 30° und im Falle von Moers bei 40° schneidet. Das bedeutet, daß in der Mehrzahl der Fälle bei Strömungswetterlagen den Höhenwindrichtungen um 30° bzw. 40° verminderte Bodenwindrichtungen entsprechen. Der Wind dreht also mit der Höhe, wie auf der Nordhemisphäre generell, nach rechts. Das Ausmaß der Rechtsdrehung nimmt mit zunehmender Verengung des Rheintales ab.

Die Richtung der Rheintalung tritt durch hohe Häufigkeiten, die sowohl im Richtungssektor 100°—150° (südliche Einströmrichtung) wie auch im Rich-

Abb. 4: Prozentuale Häufigkeiten der stündlichen Windrichtungen im Jahr 1991 in Abhängigkeit zur gleichzeitig in Essen im 850 hPa-Niveau auftretenden Höhenwindrichtung für Strömungslagen an der Station Bonn-Friesdorf links und der Station Moers rechts. Die prozentualen Häufigkeiten beziehen sich auf die Gesamtzahl der Fälle, die in einer 10° umfassenden Höhenwindrichtungsklasse auftreten. Die Schraffur kennzeichnet die mittlere Höhenwindgeschwindigkeit beim gleichzeitigen Auftreten der jeweiligen Höhen- und Bodenwindrichtungen.



tungssektor 280° — 330° (nördliche Einströmrichtung) beobachtet werden, besonders in Bonn-Friesdorf in Erscheinung. Synoptische Höhenwinde zwischen 80° — 270° sind in Bonn-Friesdorf bevorzugt mit Bodenwinden aus der südlichen Rheintalrichtung, Höhenwinde zwischen 280° — 80° bevorzugt aus der nördlichen Rheintalrichtung in Bonn-Friesdorf verbunden. Diese Kanalisierung in die Rheintalungsrichtung wird für Höhenwinde aus dem Richtungssektor 150° — 210° maximal. In Moers ist diese Erscheinung deutlich abgeschwächt ebenfalls erkennbar. Der Kanalisierungseffekt nimmt also, wie zu erwarten ist (GROSS u. WIPPERMANN 1987; WHITEMAN u. DORAN 1993; WIPPERMANN 1984) mit der Ausweitung der Rheintalung bei Strömungslagen ab (vgl. Abb. 4).

Die mittleren Höhenwindgeschwindigkeiten bleiben dann, wenn Kanalisierungseffekte beobachtet werden, deutlich unter 12m/s . Überschreiten die Höhenwindgeschwindigkeiten diese Schwelle, so läßt sich der Bodenwind aus dem Höhenwind unter Berücksichtigung der Rechtsdrehung recht genau vorhersagen (vgl. Abb. 4). So sind die west-südwestlichen Höhenwinde (250°), die die höchsten Windgeschwindigkeiten aufweisen, wie besonders in Moers erkennbar ist, regelmäßig mit Bodenwinden aus dem Richtungssektor um 210° verbunden.

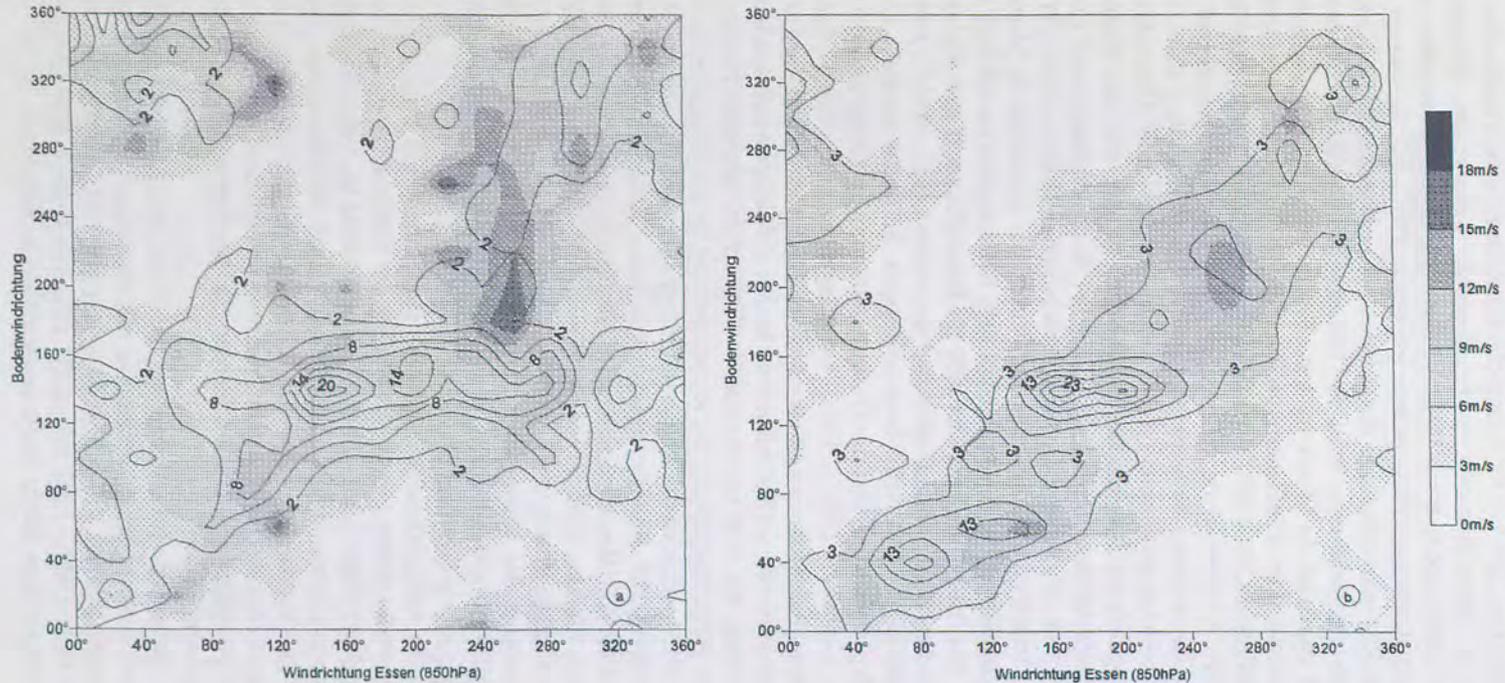
Bei Inversionslagen läßt sich für Bonn-Friesdorf kein Zusammenhang mehr zwischen Höhen- und Bodenwind nachweisen (vgl. Abb. 5). Höhen- und Bodenwindfeld sind also weitgehend entkoppelt. Im Bodenwindfeld dominieren nahezu völlig unabhängig von der Höhenwindrichtung Strömungen, die die Rheintalung aus südlicher (100° — 150°) oder nördlicher Richtung durchströmen. Die Höhenwindgeschwindigkeiten bleiben dabei fast durchgängig unter 9m/s , meist sogar unter 6m/s . Eine Ausnahme bilden die Höhenwinde aus west-südwestlicher Richtung, die sich bei vergleichsweise hohen mittleren Windgeschwindigkeiten unter Berücksichtigung der Rechtsdrehung bis ins Bodenniveau durchsetzen.

In Moers wird die Rheintalrichtung nur noch schwach durch die Häufigkeitsverteilung der Bodenwindrichtungen beim Auftreten von Inversionen nachgezeichnet. Die Bereiche maximaler Häufigkeit streuen auch bei Inversionslagen in Moers um eine Gerade, die im Winkel von 45° ansteigt. Die südliche Einströmrichtung der Rheintalung (100° — 150°) sowie die Leitlinie, die durch die Nordabdachung des Rheinischen Schiefergebirges und seiner Ausläufer vorgegeben ist (40° — 60°), treten durch eine X-achsenparallele Anordnung der Linien gleicher Häufigkeit hervor (vgl. Abb. 5).

Die Auftrittshäufigkeit entkoppelter Höhen- und Bodenwinde nimmt mit zunehmender nordwärtiger Ausweitung der Rheintalung ab. Die Intensität lokalklimatischer Phänomene, die das Bodenwindfeld im Falle entkoppelter Boden- und Höhenwindströmungen steuern, wird durch die Einstrahlungsbedingungen und die Topographie bestimmt. Da der topographische Einfluß mit der nordwärtigen Ausweitung der Rheintalung abnimmt, bleibt auch der topographische Einfluß auf das Bodenwindfeld im Norden der Niederrheinischen Tieflandsbucht geringer als im Süden.

Bodennahe Inversionen und die damit einhergehenden lokalen Zirkulationen treten bevorzugt in Verbindung mit Hochdrucklagen auf. Gemittelt über alle Hochdrucklagen (Hoch über Mitteleuropa: HM; Brücke über Mitteleuropa: BM) der Jahre 1989—1992 zeigen die mittleren Bodenwinde aller Stationen der Niederrheinischen Bucht einen tageszeitlichen Rhythmus in den Sommermonaten.

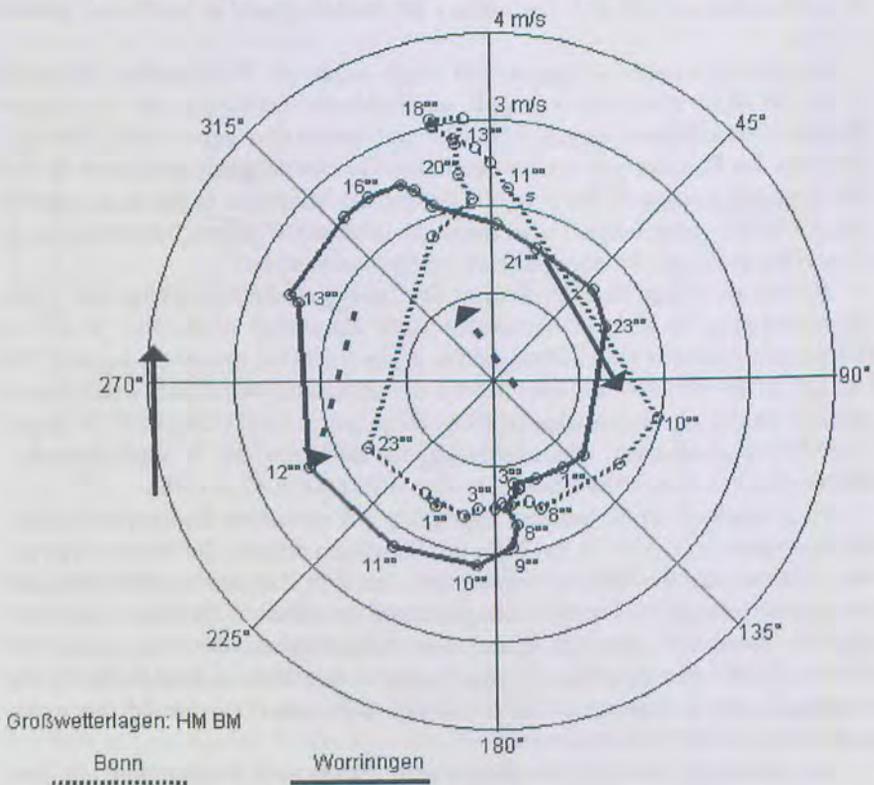
Abb. 5: Prozentuale Häufigkeiten der stündlichen Windrichtungen im Jahr 1991 in Abhängigkeit zur gleichzeitig in Essen im 850 hPa-Niveau auftretenden Höhenwindrichtung für Inversionslagen an der Station Bonn-Friesdorf (links) und der Station Moers (rechts). Die prozentualen Häufigkeiten beziehen sich auf die Gesamtzahl der Fälle, die in einer 10° umfassenden Höhenwindrichtungsklasse auftreten. Die Schraffur kennzeichnet die mittlere Höhenwindgeschwindigkeit beim gleichzeitigen Auftreten der jeweiligen Höhen- und Bodenwindrichtungen.



Dieser ist generell durch nächtliche Süd-Südostwinde und Nord-Nordwestwinde während der Tagesstunden gekennzeichnet (vgl. Abb. 6). Dieser tageszeitliche Windwechsel kann durch das Modell des Berg-Talwindes erklärt werden. In den Nachtstunden folgen abfließende Kaltluftmassen dem natürlichen Gefälle der Rheintalung und treten als Bergwinde aus dem südlichen Richtungsquadranten in Erscheinung. In den Tagesstunden bedingen die hochliegenden Heizflächen der Hänge und Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges verstärkte Konvektion und als Folge davon bergwärts gerichtete Ausgleichsströmungen aus dem nördlichen Richtungssektor. Der Übergang von den nachts dominierenden Talwinden in die tagsüber dominierenden nordwärts gerichteten Bergwinde erfolgt an den einzelnen Stationen in unterschiedlicher Weise, wie Abbildung 6 für Bonn und Worringen zeigt.

Die während der Tagesstunden bei sommerlichen Hochdrucklagen als Talwind angesprochene Strömung aus dem nördlichen Richtungsquadranten kann

Abb. 6: Mittlere stündliche Windrichtung und Windgeschwindigkeit im Tagesablauf für sommerliche Hochdrucklagen (Jahre: 1989—1992; Monate: 6—9; GWL: HM, BM) an den Stationen Bonn und Worringen. Der sehr unterschiedliche Wechsel vom nächtlichen Talwind in den Bergwind der Tagesstunden läßt sich in Abhängigkeit zur Exposition der Stationen plausibel begründen (Fälle Bonn: 172; Fälle Worringen: 178).



auch durch synoptisch bedingte Strömungen verursacht sein, die sich im Laufe der Tagesstunden als Folge der verstärkten Konvektion bis ins Bodenniveau durchsetzen. Die Talwindrichtung der Nachtstunden ist in diesen Fällen lokalklimatisch, die Bergwindrichtung der Tagesstunden aber synoptisch bedingt. Viele Großwetterlagen, die eine intensive Sonneneinstrahlung sichern, sind mit Höhenwinden aus dem nordöstlichen bis östlichen Richtungsquadranten verbunden. Da Höhenwinde mit mäßigen Windgeschwindigkeiten aus dem Richtungssektor 265° — 85° , wie gezeigt wurde in die Rheintalungsrichtung umgelenkt werden, können diese nur während der Tagesstunden bis ins Bodenniveau vordringenden umgelenkten Höhenwinde nur sehr schwer von der thermisch bedingten Talwindzirkulation unterschieden werden.

3. Einfluß der Luftmassenstabilität auf die vertikale Windscherung

Aussagen zur vertikalen Windscherung setzen die Verfügbarkeit von Höhenwinddaten voraus. Im Untersuchungsgebiet werden Wind- und Temperaturdaten am 120 m hohen Meßturm in Jülich und am 243 m hohen Funkturm in Köln erhoben. Einige weniger hohe Meßstellen auf Hochhäusern und Kaminen stehen ebenfalls zur Verfügung. Bei der Bewertung dieser Daten müssen allerdings mögliche Unzulänglichkeiten (Windschatten des Kamins, verstärkte Reibung durch Hochhausdachflächen u. a.) dieser Beobachtungsorte in Rechnung gestellt werden.

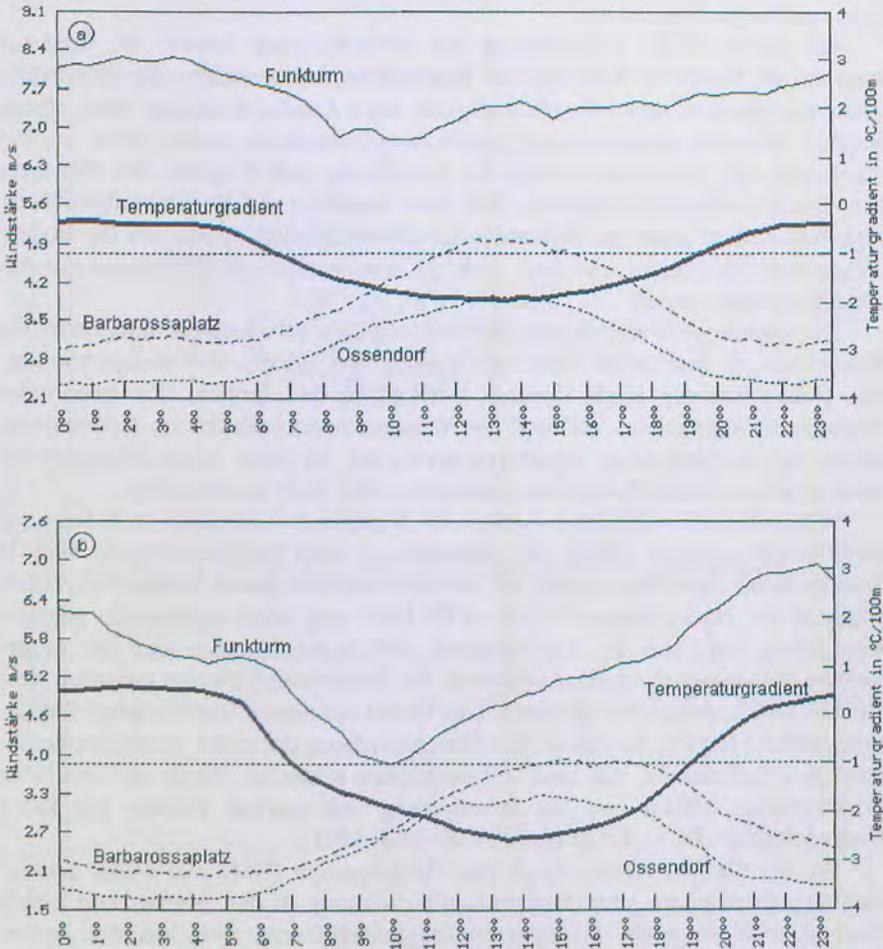
Gemittelt über alle Westlagen (100 Tage) zeigen die Windgeschwindigkeiten in 243 m Höhe nur einen schwach ausgebildeten Tagesgang mit maximalen Windgeschwindigkeiten gegen 3.00 Uhr und minimalen gegen 8.00 Uhr (vgl. Abb. 7a). Im Bodenniveau ist ein deutliches Geschwindigkeitsmaximum in den Mittagsstunden gegen 13.00—14.00 Uhr und ein Minimum in den Nachtstunden gegen 3.00 Uhr ausgebildet. Dabei treten die höchsten Windgeschwindigkeiten in 47 m Höhe etwa eine Stunde später als im Bodenniveau auf.

Bei sommerlichen Hochdrucklagen (94 Tage) sind die Tagesgänge der Windgeschwindigkeit in allen Höhengniveaus stark ausgeprägt (Abb. 7b). In 243 m Höhe treten minimale Geschwindigkeiten gegen 9.00 Uhr, maximale gegen 23.00 Uhr auf. In 18 m und 47 m Höhe werden die minimalen Windgeschwindigkeiten gegen 3.00 Uhr, die maximalen in 18 m Höhe gegen 14.00 Uhr, in 47 m gegen 15.00 Uhr angenommen. Die nachmittägliche Abnahme der Windgeschwindigkeiten erfolgt in 17 m Höhe etwa 4 Stunden früher als in 47 m Höhe.

Zum Vergleich ist der mittlere Tagesgang des vertikalen Temperaturgradienten angegeben (vgl. Abb. 7). Im Falle der Westlagen erreicht die mittlere Temperaturabnahme mit der Höhe minimale Werte um $0,5^{\circ}$ C in den Nachtstunden und maximale Werte um 2° C in den Mittagsstunden. Im Falle der Hochdrucklagen erfolgt im Gegensatz dazu im Mittel eine Temperaturzunahme um etwa $0,5^{\circ}$ C/100 m in den Nachtstunden. In den Tagesstunden stellt sich auch bei Hochdrucklagen eine Temperaturabnahme mit der Höhe ein, die gegen Mittag maximale Werte um $2,8^{\circ}$ C/100 m erreicht.

Bei Westlagen und bei Hochdrucklagen ändern sich tageszeitlich die Sta-

Abb. 7: Mittlere stündliche Windstärke und vertikaler Temperaturgradient pro 100 m im Tagesablauf bei sommerlichen Hochdrucklagen (Jahre: 1989—1992; Monate: 5—10; Gwl: HM, BM) für die Stationen Köln-Funkturm 243 m, Köln-Barbarossaplatz 47 m und Köln-Ossendorf 18 m bei Westlagen (a) und bei Hochdrucklagen (b).



bilitätsbedingungen tendenziell in gleicher Weise. In den Nachstunden erfolgt eine Stabilisierung der Schichtung. Diese führt bei Hochdrucklagen regelmäßig zur Ausbildung von intensiven Bodeninversionen. Beim Auftreten westlicher Strömungslagen bleiben die Temperaturgradienten knapp unter $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, also unter dem kritischen Gradienten bei feuchtlabiler Schichtung. In den Tagesstunden erfolgt generell bei Strömungs- und bei Hochdrucklagen eine Labilisierung der Schichtung, die im Falle der Hochdrucklagen maximale Werte erreicht.

Die Windgeschwindigkeiten in Bodennähe nehmen mit zunehmender Labilisierung der Luftmassenschichtung während der Tagesstunden zu, mit zunehmender Luftmassenstabilität während der Nachtstunden ab. In 243 m treten die höchsten Windgeschwindigkeiten in den frühen Nachtstunden etwa dann auf, wenn die abendliche Stabilisierung der Luftmassenschichtung abgeschlossen ist. Die minimalen Windgeschwindigkeiten treten in 243 m Höhe in den Vormittagsstunden zu der Zeit auf, in der die morgendliche Labilisierung der Luftschichtung bereits weit fortgeschritten ist.

Mit zunehmender Labilisierung der Luftschichtung wächst die Intensität konvektiver Prozesse. Aufsteigende Konvektionsströme stören die Höhenströmung und mindern deren Geschwindigkeit. Zum Ausgleich aus der Höhe absteigende Luftmassen transportieren Geschwindigkeitsimpuls aus der Höhe ins Bodenniveau. Mit der Intensivierung der Konvektion geht folglich eine Abnahme der Höhenwindgeschwindigkeiten und eine Zunahme der Bodenwindgeschwindigkeiten einher, wenn die Höhenwindgeschwindigkeiten größer als die Bodenwindgeschwindigkeiten sind (vgl. Abb. 7), was in mehr als 95 Prozent der Beobachtungsfälle zutrifft.

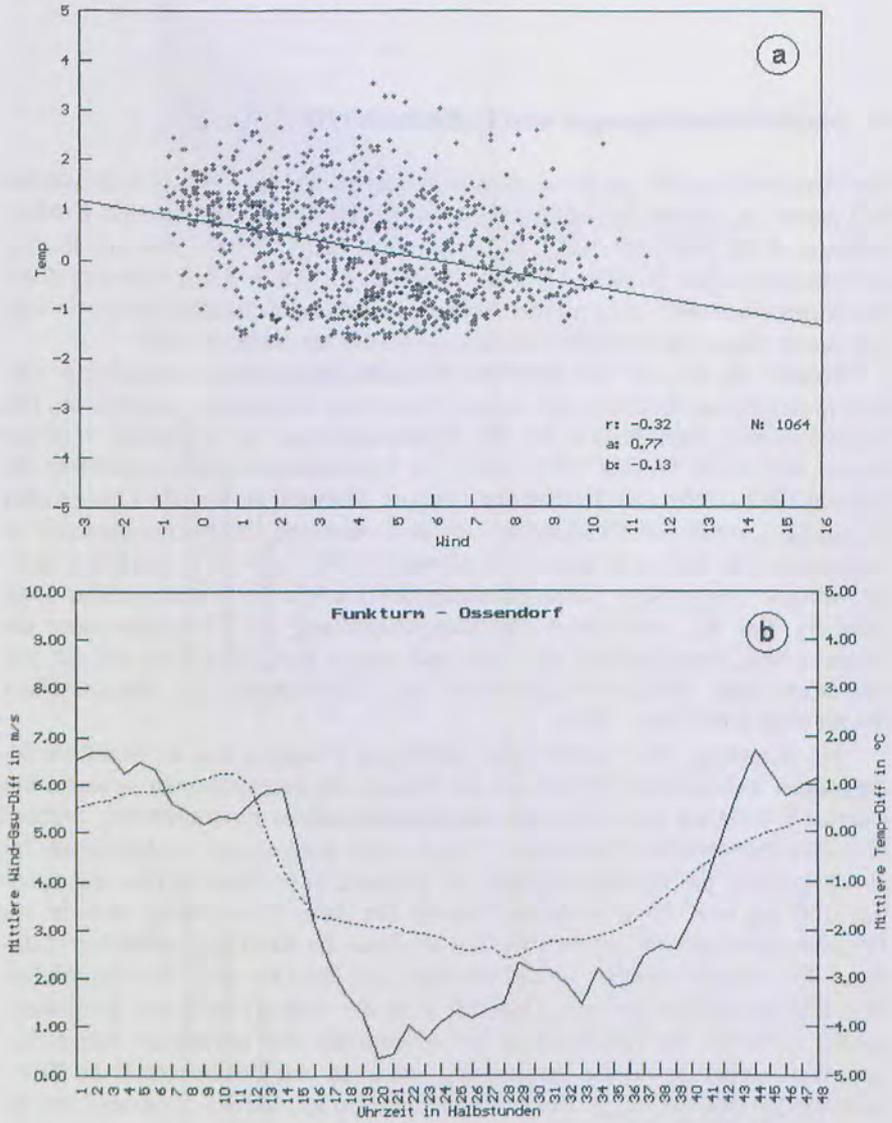
Die nächtliche Stabilisierung der bodennahen Luftschichten unterbindet die Konvektion. Es kommt zu einer Entkopplung von Höhen- und Bodenströmung. Die Höhenströmung bleibt dadurch störungsfrei und erreicht ihre maximalen Windgeschwindigkeiten, während die Windgeschwindigkeiten im Bodenniveau infolge des ausbleibenden Impulstransportes aus der Höhe ihrem Minimum zustreben, soweit lokale Zirkulationsphänomene dies nicht ausschließen.

Während die Korrelation zwischen der Windgeschwindigkeits- und Temperaturdifferenz zwischen Höhen- und Bodenniveau unter Berücksichtigung aller 24 Stunden hoch signifikant positiv ist, besteht zwischen diesen beiden Parametern während der Nachtstunden (21.00—6.00 Uhr) eine hoch signifikante negative Korrelation (vgl. Abb. 8a). Das bedeutet, daß in den Nachtstunden mit zunehmender Windgeschwindigkeitsdifferenz die Temperaturdifferenz zwischen dem Höhen- und Bodenniveau abnimmt. Der Grund für diesen bemerkenswerten Zusammenhang liegt in der turbulenten Durchmischung der stabil geschichteten bodennahen Luftmassen, die beim Überschreiten kritischer Werte der vertikalen Windscherung erfolgt und zur Vermischung von warmer Höhen- mit kalter Bodenluft führt (BLACKADAR 1957; KLOSE 1991).

Für die Großwetterlage Hoch über Mitteleuropa (HM) tritt dieser Zusammenhang in Abbildung 8b deutlich in Erscheinung. In den Abend- und frühen Nachtstunden steigt die Windgeschwindigkeitsdifferenz zwischen den beiden Höhengniveaus mit zunehmender Stabilisierung der Luftmassen rasch an, variiert dann aber, nachdem der Maximalwert gegen 22.00 Uhr erreicht ist, mehr oder weniger rhythmisch in den folgenden Nachtstunden. Dabei sind die Maxima der Windgeschwindigkeit nach 22.00 Uhr jeweils mit einer Abnahme der Temperaturdifferenz zwischen Höhen- und Bodenstation verbunden. Nur beim Auftreten von Nordlagen kann ein ähnlicher Zusammenhang zwischen der Windgeschwindigkeits- und Temperaturdifferenz der beiden Höhengniveaus für die Nachtstunden hoch signifikant nachgewiesen werden (vgl. Abb. 8). Für die übrigen Großwetterlagen ist diese Beziehung allenfalls schwach oder gar nicht ausgebildet.

Hochdrucklagen sind in der Regel mit Inversionen verbunden, die den

Abb. 8: Korrelation zwischen der halbstündlichen Geschwindigkeitsdifferenz aus Höhen- (Funkturn, 243 m) und Bodenwind (Köln-Ossendorf, 18 m) in m/s und der Temperaturdifferenz dieser beiden Stationen, ausgedrückt als Temperaturänderung pro 100 m beim Auftreten der Großwetterlagen HM und BM in den Monaten Mai — Oktober der Jahre 1989—1992 (a), sowie Tagesgang dieser beiden Parameter beim Auftreten der Großwetterlage HM im gleichen Zeitraum (b).



großräumigen Schadstoffaustausch verhindern. Es ist deshalb von ganz besonderem Interesse, daß in den Nachtstunden bei Hochdrucklagen mit zunehmender Stabilität der Luftmassenschichtung die Höhenwindgeschwindigkeiten im Funkturniveau so stark ansteigen können, daß nach dem Überschreiten kritischer Schwellenwerte der vertikalen Windscherung zwischen Höhen- und Bodenniveau eine turbulente Durchmischung der Luftmassen erfolgen kann, die nicht ohne Folgen für die Schadstoffbelastung im Bodenniveau bleibt, wie im folgenden Abschnitt gezeigt wird.

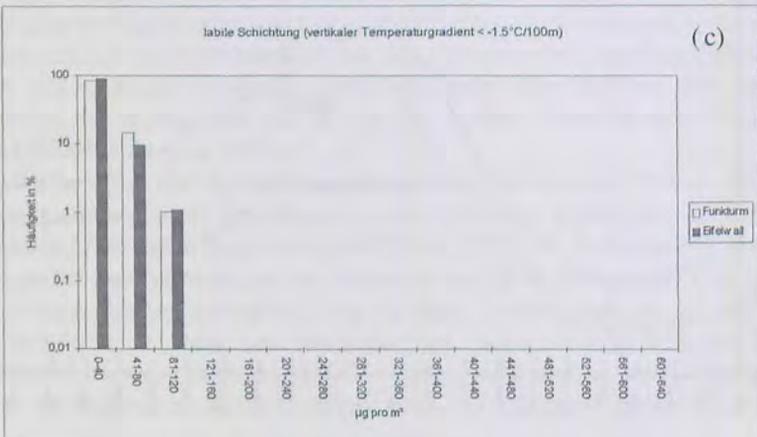
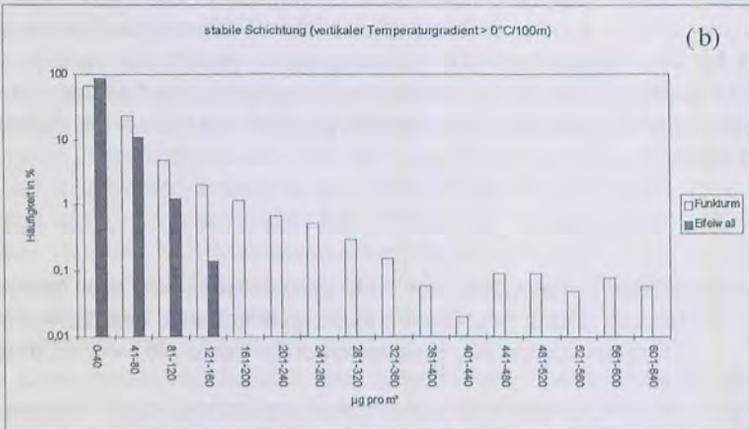
4. Stabilitätsbedingungen und Luftschadstoffbelastung

Als Primärschadstoffe werden Emissionen bezeichnet, die sich als Immissionen und damit als potentielle Schadstoffe auswirken. Die wichtigsten sind Kohlenmonoxid (CO), Stickoxid (NO_x), Schwefeldioxid (SO_2), Benzol, Ruß und flüchtige organische Gase (Volatile Organic Compounds: VOC)). Einige der angeführten Primärschadstoffe bilden unter Sonneneinwirkung Sekundärschadstoffe aus, von denen Ozon und PAN (Peroxyacetylnitrat) die bekanntesten sind.

Sowohl die Primär- wie auch die Sekundärschadstoffkonzentrationen nahmen in der Kölner Bucht in den vergangenen zwei Jahrzehnten deutlich ab. Die logarithmierten Häufigkeiten der SO_2 -Konzentrationen in Abbildung 9 (oben) zeigen, daß in der Periode 1987—1991 die Maximalbelastungen gegenüber der Periode 1982—1986 eine Halbierung erfuhren. Generell ist für alle Klassen über $50 \mu\text{g SO}_2$ -Anteil pro Kubikmeter Luft eine deutliche Häufigkeitsabnahme zu beobachten. Für Ozon und seine Vorläuferstoffe (NO_x , VOC, CO und CH_4) ist eine weniger ausgeprägte Konzentrationsreduktion ebenfalls nachweisbar (vgl. Abb. 9). Bei SO_2 wird diese Belastungsminderung auf Verbesserungen der Abgastechnik zurückgeführt, bei Ozon und seinen Vorläuferstoffen auf die Katalysatortechnik, Effizienzsteigerungen und Änderungen im Brennstoffmix (HÖPFNER 1995; UBA 1995).

Für SO_2 zeigt Abb. 9 (mitte) und Abbildung 9 (unten), daß die Stabilitätsbedingungen wesentlichen Einfluß auf die Schadstoffkonzentrationen nehmen. Bei stabiler Schichtung liegen die SO_2 -Konzentrationen in Funkturnhöhe deutlich über den Bodenwerten. Insbesondere treten, wenn auch ausgesprochen selten, bis zu $640 \mu\text{g SO}_2$ pro Kubikmeter Luft auf, während es im Bodenniveau nur maximal $160 \mu\text{g}$ sind. Eine wichtige Ursache für diese Erscheinung muß in der Hochschornsteinpolitik gesehen werden, da diese die Kraftwerksbetreiber veranlaßte, die Schornsteinhöhen so zu bemessen, daß diese bis weit über die mittlere Bodeninversionshöhe reichen. Dadurch wird das nahe Umfeld der Emissionsquellen entlastet, der Ferntransport der Schadstoffe aber begünstigt. Saurer Regen, Waldsterben sowie die Versauerung von Seen und Böden fernab der Emissionsquellen sind die Folge. Bei labiler Schichtung spielt die Schornsteinhöhe eine untergeordnete Rolle, da die turbulente Luftmassendurchmischung eine Verdünnung der Schadstoffkonzentration bewirkt (vgl. Abb. 9c).

Abb. 9: Logarithmierte Häufigkeiten der mittleren halbstündlichen SO_2 -Konzentrationen der Beobachtungsperioden 1980—1985 und 1986—1991 für die Meßstation Godorf (oben) sowie logarithmierte Häufigkeiten der mittleren halbstündlichen SO_2 -Konzentrationen in $\mu\text{g pro m}^3$ Luft an der Meßstation Funkturm (Schadstoffmeßhöhe: 186 m) und Köln Eifelwall (Schadstoffmeßhöhe: 1,5 m) bei stabiler (mitte) und labiler Schichtung (unten) für die Jahre 1985—1992.

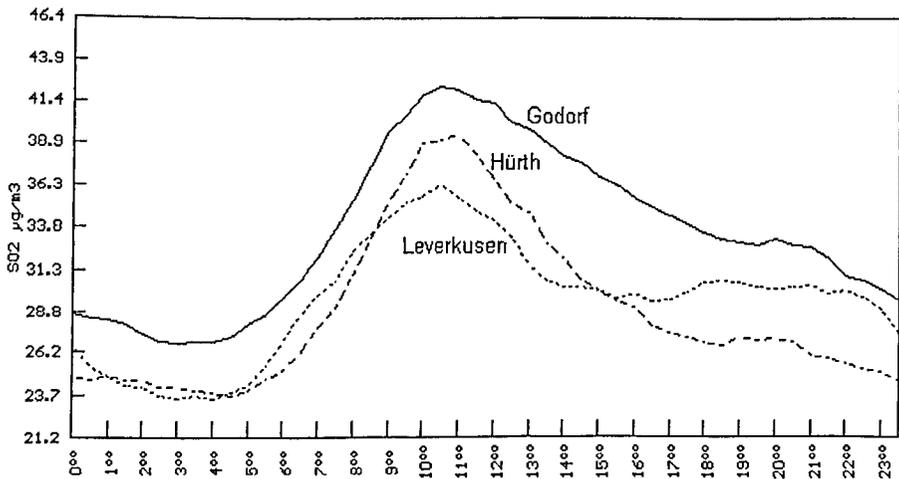


Der mittlere Tagesgang der SO_2 -Konzentration zeigt ein erstes Maximum gegen 10.00 Uhr, ein zweites, deutlich schwächeres, gegen 21.00 Uhr im Jahresmittel (vgl. Abb. 10). Gegen 10.00 Uhr wird im Jahresmittel die Auslösetemperatur erreicht, die den Beginn der großflächigen Konvektion und damit die Verteilung der Schadstoffe im gesamten Konvektionsraum einleitet.

Die abendliche Stabilisierung der bodennahen Luftschichten findet im zweiten Konzentrationsmaximum gegen 21.00 ihren Niederschlag (vgl. Abb. 10). Neben den Stabilitätsbedingungen beeinflusst die Intensität der Emissionsquelle und die Schornsteinhöhe die Höhe der Schadstoffkonzentration. In den Regionen Godorf, Hürth und Leverkusen emittieren jeweils näherungsweise 5—6000 Jahrestonnen SO_2 (MURL 1992). Das sind die höchsten Punktemissionen im gesamten Untersuchungsgebiet. Gemittelt über alle Wetterlagen und Jahreszeiten bleiben die SO_2 -Konzentrationen im Bereich dieser Meßstationen trotz dieser Emissionen deutlich unter den kritischen Schwellenwerten. Auch gemittelt über alle Hochdrucklagen bleiben die mittleren täglichen Maximalwerte dieser Meßstationen mit $70 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft weit unter den in der TA-Luft (1986) vorgegebenen kritischen Schwellenwerten.

Die Tagesgänge der Primärschadstoffe NO und NO_2 sind für winterliche Hochdrucklagen für die Meßstation Bonn im Vergleich zur SO_2 -Konzentration aufgetragen (vgl. Abb. 11a). Auch NO und NO_2 zeigen ein erstes Maximum am Vormittag und ein zweites in den Abendstunden. Während das Vormittagsmaximum für alle Primärschadstoffe näherungsweise gleichzeitig auftritt, verfrüht sich der Auftrittszeitpunkt des abendlichen Maximums von NO und NO_2 gegenüber dem von SO_2 um etwa zwei Stunden gemittelt über alle winterlichen Hochdrucklagen.

Abb. 10: Mittlerer Tagesgang der SO_2 -Konzentration an den Meßstationen Godorf, Hürth und Leverkusen, gebildet aus den halbstündlichen Mittelwerten der SO_2 -Konzentration der Jahre 1985—1992 in μg .



Der Auftrittszeitpunkt des morgendlichen NO- und NO₂-Konzentrations-Maximums wird ebenso wie bei SO₂ durch die mit Arbeitsbeginn einsetzenden Emissionen und den Zeitpunkt, zu dem die Auslösetemperatur erreicht wird, bestimmt. Das abendliche sekundäre Maximum von NO und NO₂ ist zwar ähnlich wie die SO₂-Konzentration ebenfalls von den abendlichen Emissionen und der abendlichen Stabilitätszunahme abhängig, darüber hinaus spielen aber photochemische Ozonbildungsprozesse, an denen diese beiden Luftschadstoffe während der Tagesstunden beteiligt sind, eine wichtige Rolle.

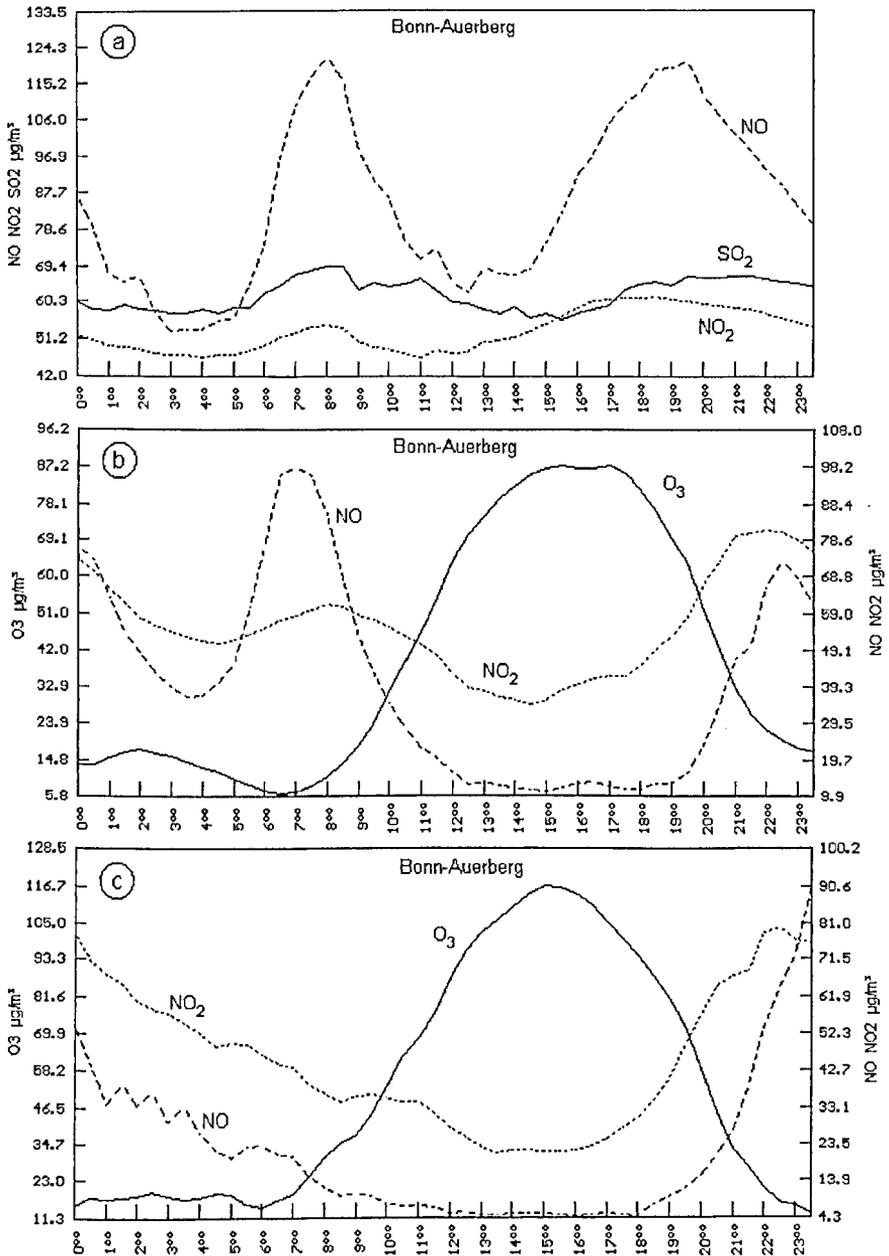
Ozonbildung in Bodennähe kann nur durch die Photolyse von NO₂ zu NO und O erfolgen, wobei das freigesetzte Sauerstoffatom sofort mit einem der in der Umgebungsluft reichlich vorhandenen O₂-Moleküle zu Ozon (O₃) reagiert (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft 1989). Entscheidend ist, daß die Freisetzung des Sauerstoffatoms nur bei Zufuhr von hinreichend großen Mengen von Lichtenergie erfolgen kann. Das in der Photolyse gebildete NO oxidiert mit geringer Zeitverzögerung mit O₃ wieder zu NO₂ und O₂. Für jedes in der Photolyse gewonnene Ozonmolekül geht also ein anderes durch die Reaktion mit NO wieder verloren. Folge dieser zyklisch ablaufenden luftchemischen Reaktionen ist ein dynamischer Ozon-Gleichgewichtszustand, der durch die Variationen der Ozonkonzentration nachgezeichnet wird (vgl. Abb. 11b), die letztlich also durch das Verhältnis von NO, NO₂ und O₃ zueinander sowie durch die verfügbare Lichtenergie bestimmt wird (DRAUSCHKE et al. 1992).

Die Ozonkonzentration erreicht in Abhängigkeit zum Tagesgang der Sonneneinstrahlung fast regelmäßig Spitzenwerte gegen 14.00—15.00 Uhr. Nachts überwiegen wegen der fehlenden Sonneneinstrahlung die Abbauprozesse durch die NO-Oxidation (Titration) und die Oxidation des Ozons an organischen Oberflächen. In der Regel treten deshalb in den Nachtstunden die geringsten Ozonkonzentrationen auf (vgl. Abb. 11a,b). Die Höhe und der Auftrittszeitpunkt des abendlichen NO- und NO₂-Maximums wird folglich nicht nur durch die Stabilitätsbedingungen der Luftmassen und den Tagesgang der Emissionen sondern auch durch die photochemischen Prozesse während der Tages- und die Titration während der Nachtstunden bestimmt.

Eine Ozonproduktion, die über den dynamischen Ozon-Gleichgewichtszustand hinausgeht, kann nur erfolgen, wenn bei der Bildung von NO₂ aus NO kein Ozonmolekül zerstört wird. Das ist dann der Fall, wenn reichlich Kohlenmonoxid (CO) oder flüchtige organische Gase (Volatile Organic Compounds: VOC) in der Umgebungsluft verfügbar sind, die mit den immer in der Umgebungsluft auftretenden HO-Radikalen oxidieren. Dabei entstehen Peroxiradikale (HO₂ und RO₂), die mit NO so reagieren, daß NO zu NO₂ oxidiert, ohne daß dabei O₃ zerstört wird (HÖHLEIN et al. 1996).

Organische Gase und Kohlenmonoxid werden bei fast allen Verbrennungsprozessen, ganz besonders aber durch die, die bei hoher Verdichtung im Kraftfahrzeugverkehr erfolgen, freigesetzt (HÖPFNER 1995). Da an Sonntagen in den Morgenstunden im Gegensatz zu den Bedingungen an Werktagen die Verkehrsfrequenz ausgesprochen gering ist, liegt es nahe, Unterschiede in der Schadstoffkonzentration an Sonn- und Werktagen zu vermuten. Ein Vergleich des Tagesganges der Ozon-, NO- und NO₂-Konzentrationen an Sonn- und Werktagen zeigt, daß sonntagvormittags das morgendliche NO-Maximum tatsächlich nicht

Abb. 11: Mittlere stündliche Konzentrationen von SO_2 , NO_2 und NO in μg pro m^3 Luft für die Meßstation Bonn-Auerberg in den Monaten Dezember bis Februar der Jahre 1989—1992 bei Hochdruckwetter (Gwl.: HM, BM) (a). Mittlere stündliche Konzentrationen von O_3 , NO_2 und NO in μg pro m^3 Luft für die Meßstation Bonn-Auerberg an Werk- (b) und Sonntagen (c) in den Monaten Mai bis September der Jahre 1989—1992 bei Hochdruckwetter (Gwl.: HM, BM).



auftritt (vgl. Abb. 11c). An Werktagen wird der drastische Anstieg der NO- und NO₂-Konzentration in den frühen Morgenstunden durch die morgendliche Berufsverkehrsspitze in Verbindung mit der noch vorherrschenden stabilen Luftmassenschichtung ausgelöst. An Sonntagen gibt es in Deutschland so gut wie keinen Berufsverkehr.

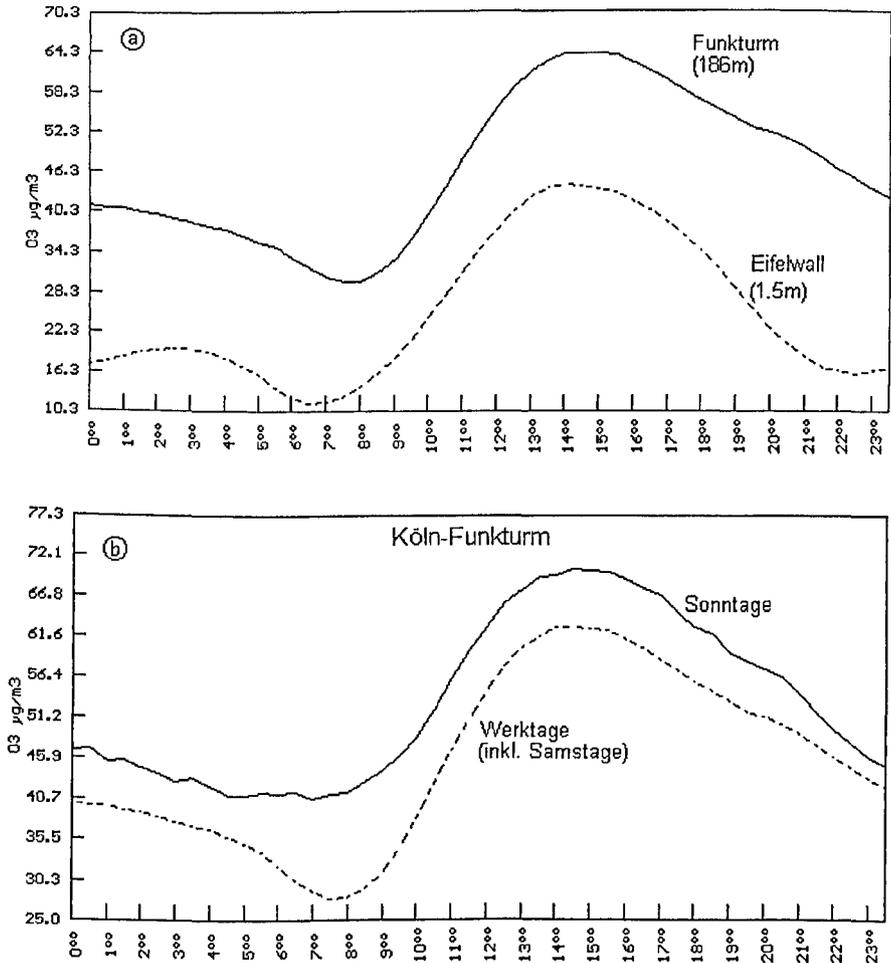
Beim Verbrennungsprozeß der Diesel- und Ottomotoren wird infolge der hohen Verbrennungstemperaturen Luftstickstoff zu Stickoxid oxidiert. NO ist zu mehr als 95 Prozent an den im Straßenverkehr emittierten Stickoxiden beteiligt. Das werktags im Übermaß emittierte NO verschiebt das dynamische Gleichgewicht zwischen NO, NO₂ und O₃ zuungunsten von O₃, indem NO mit O₃ zu NO₂ und O₂ oxidiert. Die morgendliche Zunahme des NO-Gehaltes an Werktagen führt folglich mit einer kleinen Zeitverzögerung zu einer Zunahme des NO₂-Gehaltes und einer Reduktion der Ozonkonzentration, die gegen 7.00 Uhr besonders augenfällig wird (vgl. Abb. 11b).

Sonntags führt das Fehlen der morgendlichen Kfz-Emissionen zu einem so geringen NO-Gehalt, daß nur wenig Raum für die Ozonerstörung durch NO-Oxidation bleibt. Gleichzeitig führt die Intensivierung der Sonnenstrahlung zur verstärkten Photolyse von NO₂ und damit zur Ozonbildung. Wegen der geringen NO-Konzentration steht der Ozonbildung keine adäquate Titration entgegen. Ein rascher Anstieg des Ozongehaltes auf an Werktagen nicht erreichte Spitzenwerte ist die Folge. Die in der Ozonverordnung vorgesehenen Fahrverbote führen ebenfalls zu verminderten Fahrleistungen und folglich zu einer Reduktion der Stickoxidbildung, die ähnlich wie in den Morgenstunden der Sonntage eine Erhöhung der Ozonkonzentration im Tagesablauf herbeiführen kann.

An der 186 m hohen Funkturmmeßstelle für Luftschadstoffe treten gemittelt über alle Großwetterlagen und Jahreszeiten ganztägig deutlich höhere Ozonkonzentrationen als im Bodenniveau an der nahegelegenen Station Köln-Eifelwall auf (vgl. Abb. 12a). Nachts ist die NO-Oxidation und die Ozon-Oxidation an Material- und Pflanzenoberflächen, die in der Höhe fehlen, für die in der Höhe größere Ozonkonzentration verantwortlich. Während der Tagesstunden mindert bevorzugt die NO-Oxidation die Ozonkonzentration. Dieser Reduktionsprozeß ist dort am stärksten entwickelt, wo die höchsten NO-Konzentrationen auftreten. Da die NO-Bildung bevorzugt durch den Kraftfahrzeugverkehr erfolgt, nehmen die NO-Konzentrationen mit wachsender Distanz von den großen Verkehrsstraßen rasch ab. Neben der dadurch bedingten verminderten Ozonreduktion durch NO-Oxidation in 186 m Höhe können vertikale und horizontale Ozontransporte als weitere Ursachen für die mit der Höhe ansteigenden Ozonkonzentrationen angesehen werden.

Der Sonn-Werktagskontrast im Tagesgang der Ozonkonzentration bleibt auch in 186 m Höhe an der Meßstation Funkturm gemittelt über alle Großwetterlagen und Jahreszeiten deutlich erhalten (vgl. Abb. 12b). Die Sonn-Werktagsdifferenz verstärkt sich erheblich, wenn nur sommerliche Hochdrucklagen berücksichtigt werden. Bei der Bewertung der angegebenen Ozonkonzentration ist zu bedenken, daß die Monatsmittelwerte des Ozons ohne anthropogene Beeinträchtigung Werte um 20—40 µg pro m³ Luft, die maximalen stündlichen Mittelwerte aber 60—80 µg pro m³ Luft erreichen würden (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft 1989). Diese Werte werden gemittelt über alle Jahreszeiten und

Abb. 12: Mittlere stündliche Ozonkonzentration in $\mu\text{g pro m}^3$ Luft für die Meßstation Funkturm (186 m) im Vergleich zur Bodenstation Köln Eifelwall (1,5 m) für die Jahre 1985—1992 (a) sowie für Sonn- und Werktage an der Meßstation Funkturm für die Jahre 1985—1992 (b).



Großwetterlagen nicht wesentlich überschritten. Gemittelt über alle sommerlichen Hochdrucktagen liegen die in Bonn gemessenen Ozonwerte aber deutlich über den natürlichen Konzentrationen.

Während die Ozonkonzentrationen im Mittel nachts abnehmen (vgl. Abb 12a,b), treten nicht selten nächtliche Episoden mit Anstiegen der Ozonkonzentration auf. Für den 31. 8. 96 zeigt Abbildung 13a zwei derartige Episoden. Der Vergleich mit den gleichzeitig auftretenden Temperatur- und Windgeschwindigkeitsänderungen zeigt, daß die nächtlichen Ozonkonzentrationszunahmen mit gleichzeitig auftretenden Windgeschwindigkeits- und oft auch mit gleichzeitig oder geringfügig zeitlich versetzt auftretenden Temperaturanstiegen einhergehen.

Die Durchsicht des Datensatzes läßt erkennen, daß viele vorübergehende nächtliche Temperatur- ebenso wie viele zeitweilige nächtliche Windgeschwindigkeitsanstiege mit Ozonanstiegen verbunden sind. Oft fallen die Anstiege bei allen drei Parametern zusammen, gelegentlich treten sie aber auch um bis zu einer Stunde zeitversetzt auf. Die Uhrzeit, zu der diese Anstiege auftreten, variiert allerdings während der Nachtstunden so erheblich, daß sich die Anstiege bei der Mittelbildung über die Nachtstunden des Beobachtungszeitraumes 1989—1992 weitgehend aufheben. Ähnliche Beobachtungen wurden in Hamburg von WINKLER (1980) gemacht.

Der mittlere Zeitverlauf drei Stunden vor und nach dem Eintritt des vorübergehenden nächtlichen Temperatur- bzw. Windgeschwindigkeitsanstieges läßt sich bestimmen, indem die Mittelbildung über die jeweilige Eintrittszeit der Anstiege sowie deren dreistündige Vor- und Nachlaufzeiten erfolgt. Bezogen auf die Zeitpunkte der nächtlichen Temperaturanstiege ergibt sich im Mittel über die sommerlichen Hochdrucklagen der Jahre 1989—1992 ein Temperaturanstieg von nur $0,3^{\circ}\text{C}$ und ein gleichzeitiger Ozonanstieg um knapp $4\ \mu\text{g O}_3$ pro m^3 Luft (vgl. Abb. 13b). Bezogen auf die vorübergehenden Anstiege der nächtlichen Windgeschwindigkeiten ergibt sich ein mittlerer Geschwindigkeitsanstieg um $0,5\ \text{m/s}$ und ein Ozonanstieg um rund $12\ \mu\text{g}$ pro m^3 Luft.

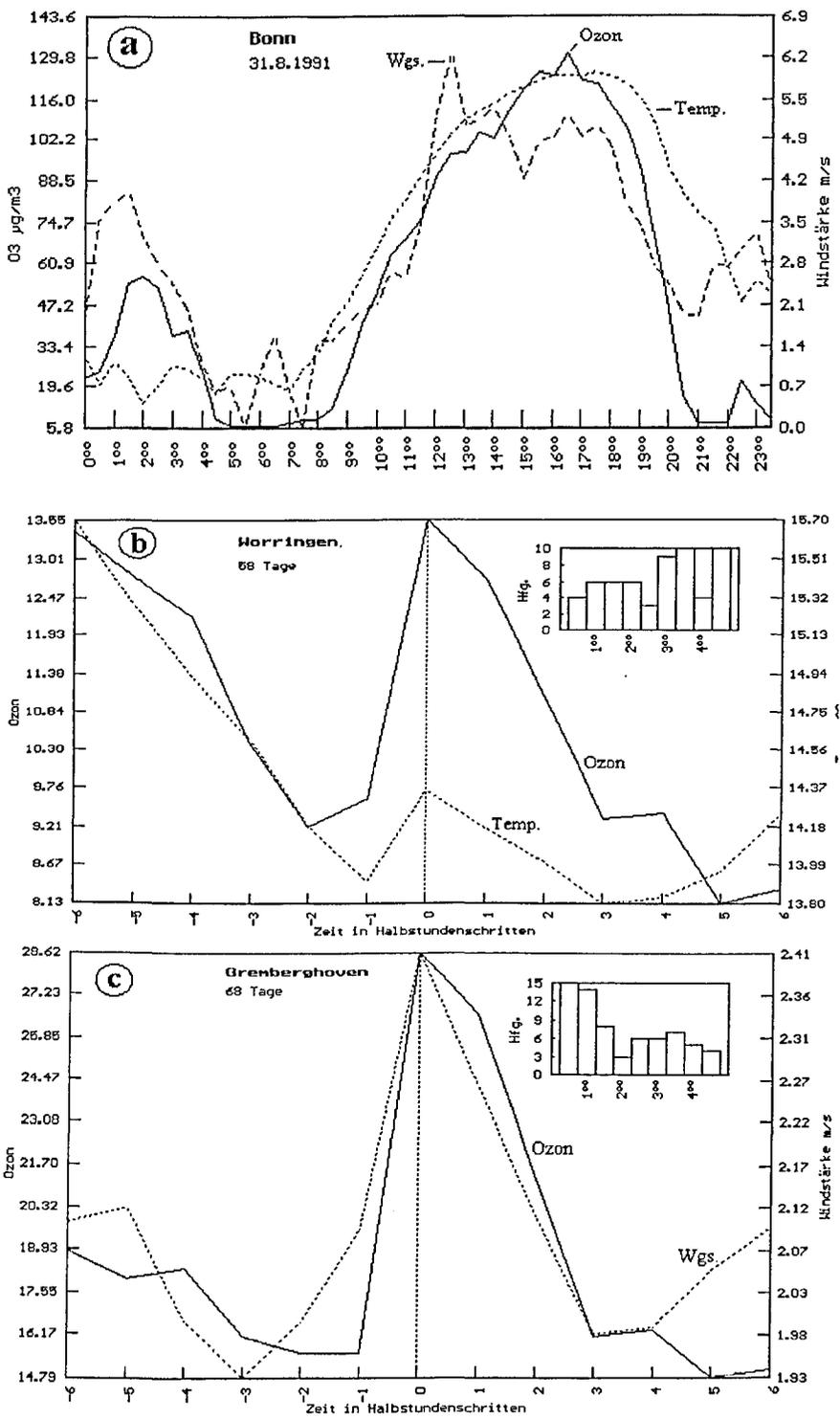
Die Temperaturanstiege erfolgen gehäuft in der Zeit zwischen 3.30 und 4.30 Uhr, die Geschwindigkeitsanstiege hingegen zwischen 0.30 und 1.30. Setzt man als Kriterium das gleichzeitige Auftreten von Temperatur- und Windgeschwindigkeitsanstieg, so reduziert sich die Zahl der verbleibenden Fälle um über 30 Prozent und die maximale Auftrittshäufigkeit erfolgt gegen 1.00 Uhr. Bezieht man die Berechnungen auf den Zeitpunkt des Auftretens der vorübergehenden nächtlichen Ozonanstiege, so erhöht sich die Fallzahl zwar, die Größe der Temperatur- und der Windgeschwindigkeitsanstiege nimmt aber gleichzeitig ab.

Störungen der nächtlichen Grenzschicht durch dynamisch ausgelöste Turbulenzen können zur Erklärung dieser selbst im Mittel noch deutlich ausgebildeten nächtlichen Ozonepisoden herangezogen werden. Die oft gleichzeitig mit der Ozonzunahme erfolgenden Temperatur- und Windgeschwindigkeitszunahmen deuten darauf hin, daß die turbulente Durchmischung neben dem Ozon auch warme Höhenluft und Geschwindigkeitsimpuls aus der Höhe ins Bodenniveau transportieren.

Ausgelöst werden dynamische Turbulenzen, wie bereits beschrieben, beim Überschreiten kritischer Schwellenwerte der vertikalen Windscherung. Zwei Mechanismen können dafür verantwortlich sein: die Ausbildung von Trägheitswellen und die Verstärkung von Schwerewellen. Beide Phänomene sollen kurz erläutert werden.

Die abendliche Stabilisierung der bodennahen Luftschichten erfolgt sehr rasch und ist in der Regel bereits vor Mitternacht abgeschlossen (vgl. Abb. 7). Dadurch wird die Höhenströmung vergleichsweise plötzlich vom Reibungseinfluß der bodennahen Schichten abgekoppelt. Das hat zur Folge, daß die Höhenströmung eine starke Beschleunigung erfährt und sich gleichzeitig nach rechts in die geostrophische Windrichtung dreht. Trägheitseffekte führen dazu, daß die Höhenströmung über die geostrophische Windrichtung hinaus nach rechts gegen den Gradienten dreht. Das führt zur Geschwindigkeitsabnahme bei allmählicher Rück-

Abb. 13:



zu Abb. 13: Tagesgang der Ozonkonzentration, der Windgeschwindigkeit und der Temperatur am 31. 8. 91 an der Meßstation Bonn-Auerberg (a). Änderung der Ozonkonzentration und der Temperatur drei Stunden vor und nach dem Zeitpunkt eines nächtlichen Temperaturanstieges (b) sowie Änderung der Ozonkonzentration und der Windgeschwindigkeit drei Stunden vor und nach dem Zeitpunkt eines nächtlichen Anstieges der Windgeschwindigkeit (c) unter Berücksichtigung der Nachtstunden von 0.00—5.00 Uhr in den Monaten Mai—Oktober der Jahre 1989—1992. Die Häufigkeitsdiagramme zeigen, wieviele nächtlichen Temperatur- (b) bzw. Windgeschwindigkeitsanstiege (c) in den Halbstundenintervallen von 0.00—5.00 Uhr aufgetreten sind und in die Mittelbildung eingingen.

drehung in die Gradientwindrichtung. Diese Trägheitsschwingung der Höhenströmung weist eine breiten- und geschwindigkeitsabhängige Periode auf, die im Mittel etwa 12 Stunden beträgt (BLAKADAR 1957; KLOSE 1991).

Die vertikale Windscherung zwischen diesem sich im Rahmen der Trägheitsschwingung bildenden Grenzschichtstrahlstrom (Low Level Jet) und der vorwiegend katabatischen Bodenströmung kann so groß werden, daß dynamischer Vertikalaustausch trotz stabiler Schichtung erfolgt. Bei einer 12-stündigen Periode der Trägheitsschwingung sollte der Grenzschichtstrahlstrom und folglich auch die vertikale Windscherung sechs Stunden nach Einsetzen der bodennahen Stabilisierung, die im Mittel in den Sommermonaten gegen 19.00 Uhr erfolgt (vgl. Abb. 7), um 1.00 Uhr morgens auftreten. Abbildung 13c zeigt, daß die häufigsten Anstiege der bodennahen Ozonkonzentration und der Windgeschwindigkeit tatsächlich zwischen 0.30—1.30 Uhr erfolgen.

Schwerewellen können im Bereich der Inversionsgrenze durch die vertikale Windscherung angeregt werden. Überschreitet ihre Amplitude kritische Werte, so brechen die Schwerewellen und lösen turbulente Mischungsvorgänge aus. Dynamische Turbulenz tritt aber auch ohne diese Instabilität in dem Niveau auf, in dem die horizontale Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Schwerewelle gleich der Strömungsgeschwindigkeit der Luftmasse ist, in der sie sich ausbreitet (WINKLER 1980).

Maximale Auftrittshäufigkeiten erreichen Schwerewellen im Hamburger Raum gegen 4.00 Uhr morgens (Silke 1973). Die nächtlichen mit Ozonanstiegen verbundenen Erwärmungsphasen treten in der Zeit zwischen 3.30 und 4.30 Uhr auf, während die Häufigkeiten zeitweiliger nächtlicher Windgeschwindigkeitsanstiege um 3.30 Uhr ein sekundäres Maximum annehmen (vgl. Abb. 13 b, c). Die zeitliche Koinzidenz der Auftrittsmaxima von Trägheitswellen und Schwerewellen mit den Häufigkeitsmaxima der nächtlichen Temperatur-, Windgeschwindigkeits- und Ozonanstiegen könnte ein Indiz dafür sein, daß ursächliche Beziehungen bestehen. An Hand der vorliegenden Daten ist eine abschließende Bewertung allerdings nicht möglich.

5. Räumliche Verteilung der Luftschadstoffe

Die räumliche Verteilung der primären Luftschadstoffe wird durch die Lage der Hauptemittenten und die Ausbreitungsbedingungen bestimmt. Die räumliche Änderung der Luftschadstoffbelastung erfolgt in Abhängigkeit zur Quellstärke, Quellhöhe, Quelledistanz, Transportrichtung und Transportstärke sowie den Stabilitätsbedingungen.

Abbildung 14 zeigt die räumliche SO_2 -Verteilung am 7. 2. 91, dem Tag mit der stärksten SO_2 -Belastung im Beobachtungszeitraum 1989—1992. Fast einen Monat lang dominierten in der Zeit vor dem 7. 2. 91 ununterbrochen schwachwindige Hochdrucklagen, so daß eine Akkumulation des Schadstoffes im Bereich der oft ganztägig erhalten bleibenden Bodeninversion erfolgen konnte. Alle diese Hochdrucklagen waren bevorzugt mit rheinabwärts gerichteten SE-Winden verbunden.

Das Raummuster der SO_2 -Konzentration spiegelt die SE-NW gerichtete, am 7. 2. 91 dominierende Transportrichtung der Luftschadstoffe näherungsweise wider. Höher als im Bereich der großen industriellen Punktemitteten sind die Belastungen, die in Bonn und Köln durch den Energieeinsatz der Haushalte und des Kleingewerbes verursacht werden. Auffallend sind die geringen Belastungen im Bereich von Leverkusen, dessen mittlere Emission von 4691 Jahrestonnen SO_2 nicht in Erscheinung tritt. Ein Grund könnte die Schornsteinhöhe sein, die mit 240 m am 7. 2. 91 über der Inversionsobergrenze liegt.

Die höchsten Halbstundenwerte, die überhaupt während der gesamten Untersuchungsperiode 1989—1992 auftraten, liegen bei $650 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft in Godorf und am Kölner Funkturm (ohne Abb.). Im Bodenniveau erreichen die SO_2 -Werte in Köln-Innenstadt etwa $450 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft.

Die höchsten Tagesmittel nehmen mit $190 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft in Bonn und Godorf recht hohe Werte an, die aber in Nordrichtung rasch auf Werte um $110 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft absinken (vgl. Abb. 14). Auch in diesem Fall deutet der Verlauf der Linien gleicher SO_2 -Belastung auf die besondere Bedeutung des Einflusses der Talwindzirkulation auf den Schadstofftransport im Bereich der Rheintalung hin. Bei den maximalen Tagesmittelwerten treten anders als bei den absoluten Maximalwerten auch im Umfeld von Leverkusen mit $200 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft recht hohe Werte auf.

In der VDI-Richtlinie 2310 werden $1000 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft als Grenzwert für Halbstundenwerte, $300 \mu\text{g}$ für Tageswerte und $100 \mu\text{g}$ für Jahreswerte genannt. KÜHLING (1986) gibt 200 , 100 und $50 \mu\text{g SO}_2$ pro m^3 Luft als die entsprechenden Mindeststandards an. Während die VDI-Grenzwerte in der Niederrheinischen Tieflandsbucht auch unter Extrembedingungen nicht überschritten werden, gilt dies für den nutzungsspezifischen Mindeststandard nach Kühling nicht.

Das Raummuster der Ozonbelastung, gemittelt über alle Ozontage, die durch Halbstundenwerte über $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ gekennzeichnet sind, läßt keinen Einfluß der mittleren Zirkulationsbedingungen erkennen (vgl. Abb. 15). Vielmehr treten die niedrigsten Werte im Stadtbereich von Köln und in der Region um Godorf auf, während die höchsten Ozonkonzentrationen in den angrenzenden Hang- und Höhenbereichen zu beobachten sind. Dieses Raummuster kann unter Berücksichtigung der NO-Oxidation, die Maximalwerte im Nahbereich der NO-Emitteten

Abb. 14: SO₂-Konzentration in µg pro m³ Luft am 7. 2. 91, dem Tag mit der stärksten mittleren SO₂-Belastung der Beobachtungsperiode 1989—1992. Die Emissionen der größten Punktemittenten sind in Jahrestonnen in Anlehnung an den Luftreinhalteplan Rheinschiene Süd 1992 (MURL 1992) angegeben.

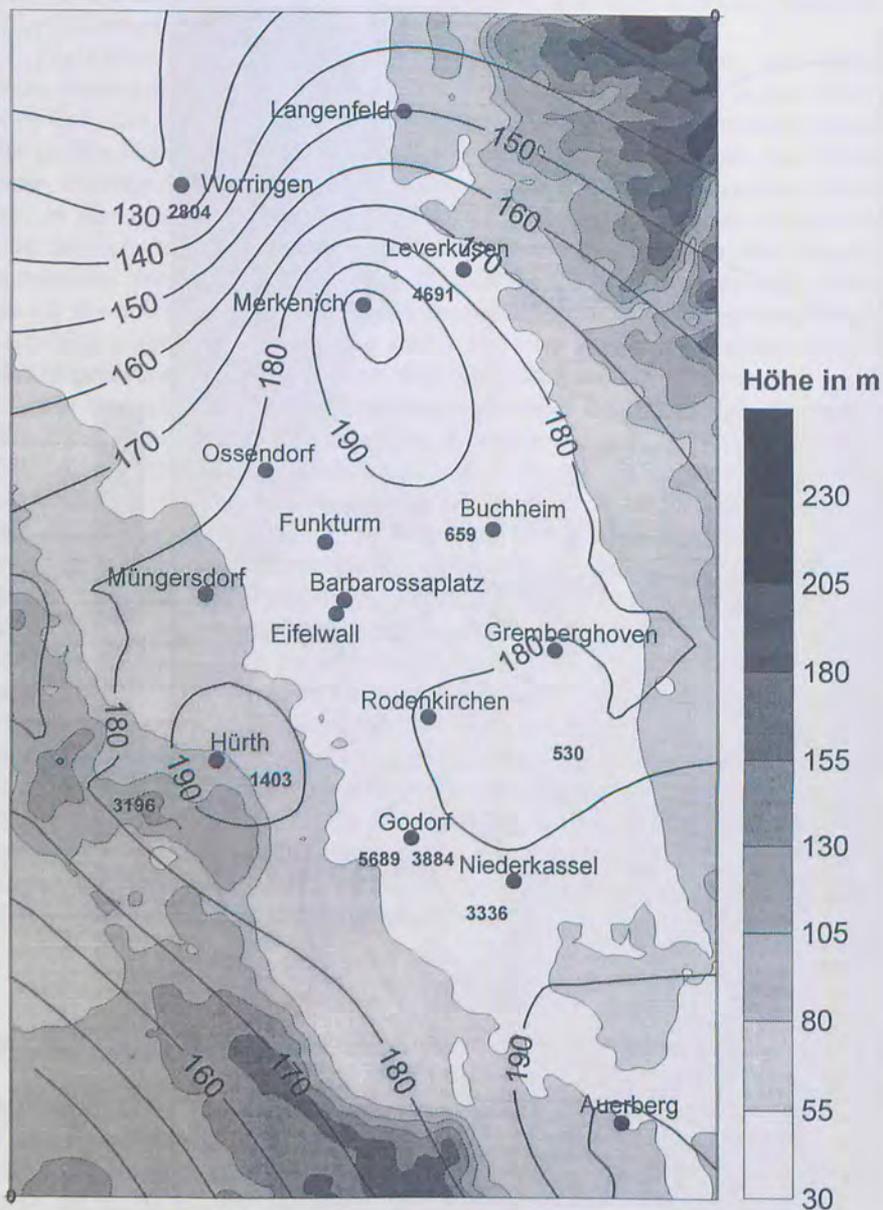
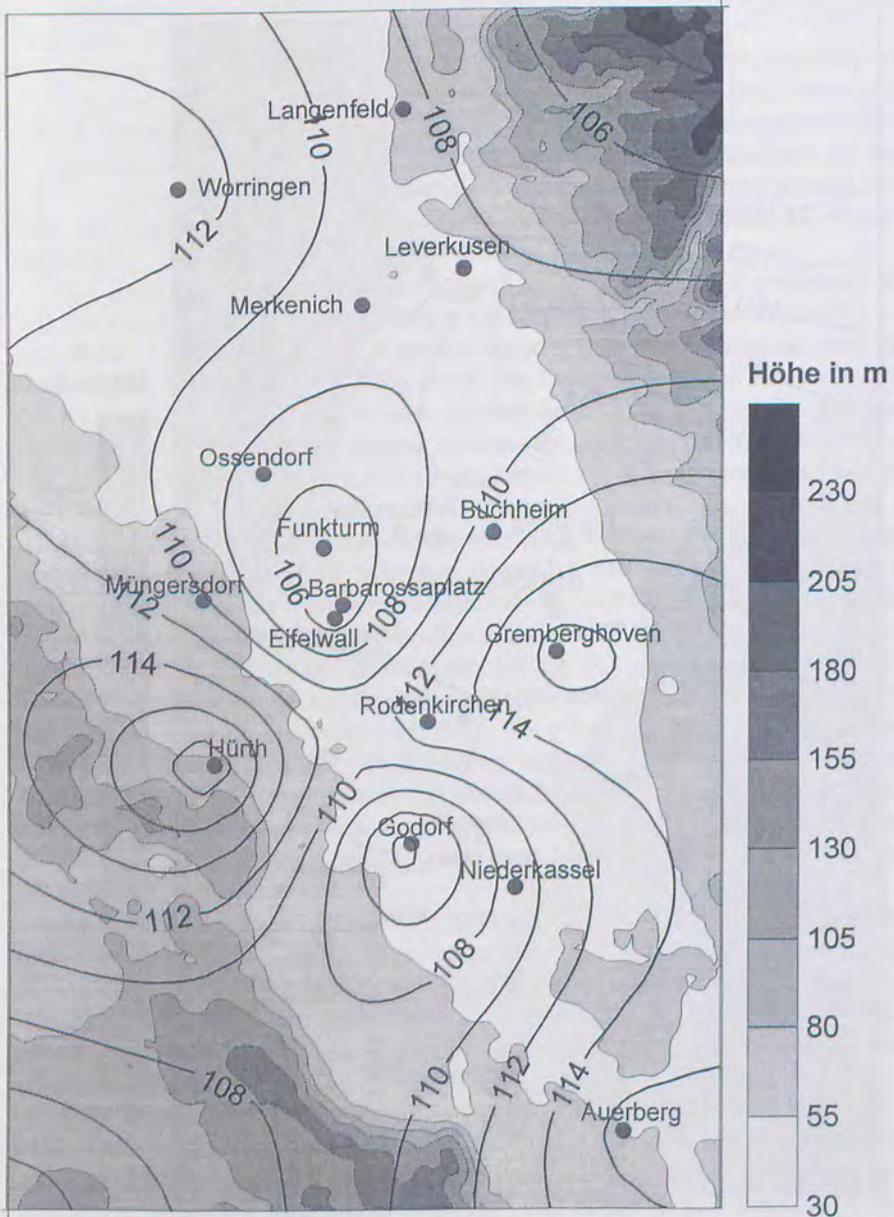


Abb. 15: Mittlere tägliche Ozonkonzentration zwischen 14.00—18.00 Uhr an Ozontagen, die definitionsgemäß mindestens während einer halben Stunde eine mittlere Ozonkonzentration ausweisen, die über $120 \mu\text{g}/\text{m}^3$ liegt. Berücksichtigt wurden alle Ozontage in den Monaten Mai bis September der Jahre 1989—1992.



annimmt, erklärt werden. Im Stadtbereich von Köln bedingt der Verkehr, im Bereich von Godorf die hier ansässigen Industriebetriebe eine so erhebliche NO-Freisetzung, daß sich das dynamische Ozongleichgewicht in Richtung auf erhöhte NO- und verminderte Ozonkonzentrationen verschiebt. Im Bereich der angrenzenden Wald- und Landwirtschaftsflächen erfolgt im Gegensatz dazu eine so geringe NO-Emission, daß sich das dynamische Ozongleichgewicht zugunsten höherer Ozonkonzentrationen verschiebt.

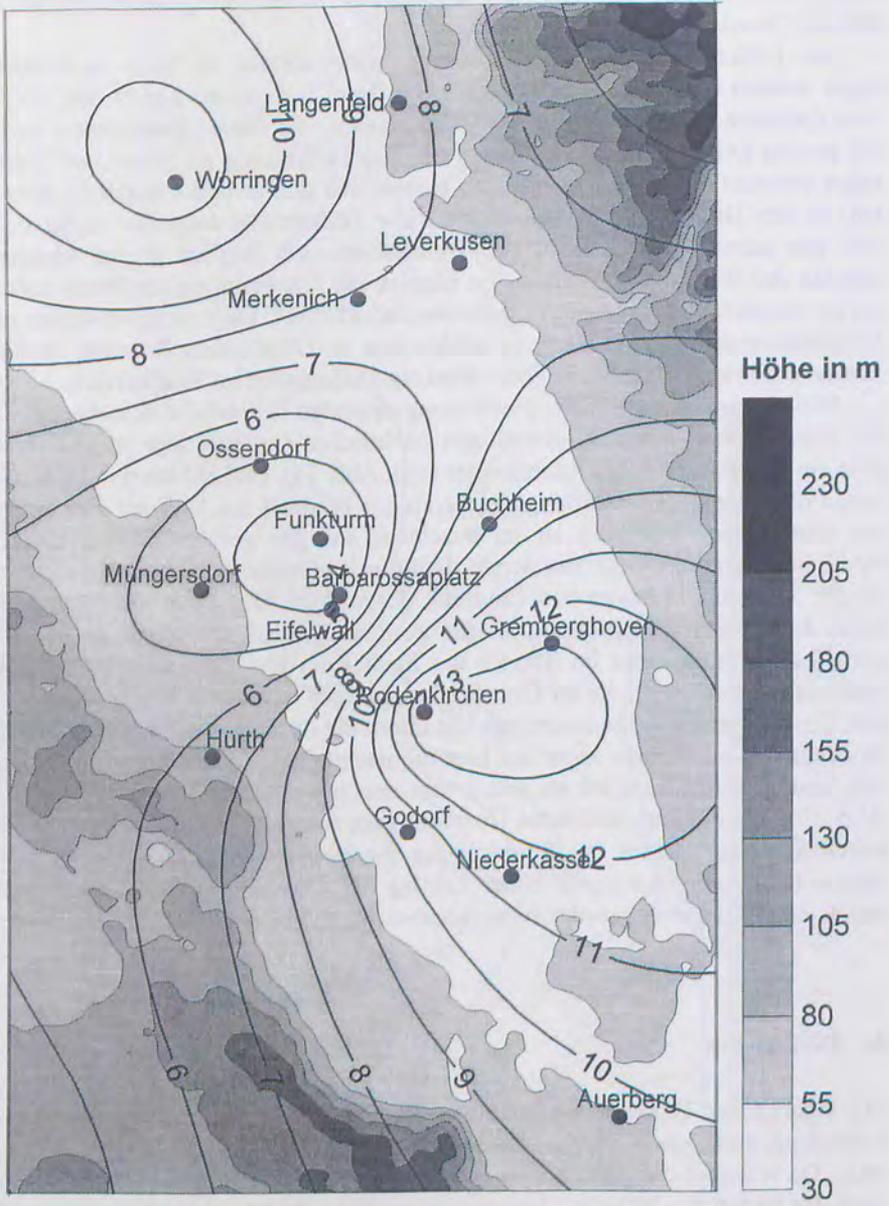
Die Differenzen zwischen den Ozonkonzentrationen an Sonn- und Werktagen werden ebenfalls im innerstädtischen Bereich maximal und in den ländlichen Gebieten minimal (vgl. Abb. 15). Verursacht wird dieses Raummuster durch die großen Differenzen, die zwischen der NO-Freisetzung an Sonn- und Werktagen während der Morgenstunden im Nahbereich großer Verkehrsachsen auftreten. In den ländlichen Räumen fehlen diese Differenzen entweder völlig oder sind nur schwach ausgebildet. Die Titration mindert folglich in den Morgenstunden der Werktage im städtischen Bereich die Ozonbildung erheblich stärker als im Bereich von Wald- und Landwirtschaftsflächen. Da sonntagsmorgens die Ozonbildungsbedingungen in den städtischen und ländlichen Räumen ähnlich sind, ergeben sich die größten Sonn-Werktag-Differenzen im Stadtbereich.

Die Häufigkeit nächtlicher Erwärmungsepisoden bei stabiler Schichtung und die damit einhergehenden zeitweiligen nächtlichen Ozonanstiege zeigen ebenfalls ein charakteristisches Raummuster (vgl. Abb. 16). Im Stadtbereich von Köln treten diese Episoden deutlich seltener als im Freiland auf. Bei der Bewertung der räumlichen Verteilung ist zu beachten, daß die geringe Stationszahl in Verbindung mit der automatisierten Isolinienbestimmung (Computersoftware: Surfer 5.01) nur einen groben Eindruck der wahren Gegebenheiten vermitteln kann. Eine plausible Erklärung für die gesicherte Häufigkeitsabnahme nächtlicher Temperaturanstiege im Bereich der Stadt Köln bietet die nächtliche innerstädtische Wärmeinsel, die an allen Strahlungstagen in Köln in Erscheinung tritt. Die Temperatur der Höhenwarmluft, die durch die dynamische Turbulenz bis ins Bodenniveau vordringen kann und hier die nächtlichen Temperaturanstiege auslöst, unterscheidet sich oft so wenig von den bodennahen Temperaturen (vgl. Abb. 13), daß die innerstädtische Überwärmung ausreicht, diesen Temperaturunterschied auszugleichen. Die Einmischung von Höhenwarmluft macht sich unter diesen Umständen nur durch einen Anstieg der Ozonkonzentration, nicht aber durch einen Temperaturanstieg bemerkbar.

6. Diskussion

Mit wachsender Transportzeit, also ansteigendem photochemischen Alter einer Luftmasse, ändert sich die Zusammensetzung der Ozonvorläuferstoffe VOC und NO_x . Da während des Transportes zunehmend mehr NO_x in Ozon transformiert wird, ist fernab der NO_x -Quellen nicht mehr genügend NO_x als Katalysator für die Ozonbildung verfügbar (HÖHLEIN et al. 1996). Eine Untersuchung des VOC/ NO_x -Verhältnisses ist allerdings im Untersuchungsraum nicht möglich, da keine VOC-Messungen vorliegen.

Abb. 16: Prozentuale Häufigkeit gleichzeitig auftretender nächtlicher Ozon- und Temperaturanstiege in den frühen Morgenstunden von 0.00—6.00 Uhr beim Vorherrschen von Hochdrucklagen (GWL: HM, BM) während der Monate Mai–Oktober der Jahre 1989—1992.



Regelmäßige Messungen der VOC-Konzentration wären wünschenswert, da eine VOC-Reduktion in den Ballungsgebieten zur Minderung, in den ländlichen Gebieten aber zur Verstärkung der Ozonbildung führt. Im Gegensatz dazu bewirkt die Reduktion der NO_x Emissionen eine Minderung der Ozonbildung in den ländlichen Gebieten, kann aber zugleich auch mit einer Erhöhung in den Städten, wie für die Sonntage gezeigt wurde, verbunden sein. Das Ausmaß dieser Ozonerrhöhung in Quellnähe wird durch das Ausgangsverhältnis VOC/NO_x bestimmt. Gelingt es, nicht nur die NO_x -Konzentration sondern gleichzeitig auch die VOC-Konzentrationen zu senken, so wäre eine flächendeckende Abnahme der Ozonkonzentration in der Niederrheinischen Bucht zu erreichen. Selbst wenn die VOC-Konzentration unverändert bleibt, so ist in einem so dicht besiedelten Raum wie der Niederrheinischen Bucht die Senkung der NO_x -Konzentration einer VOC-Senkungsstrategie vorzuziehen (HÖHLEIN et al. 1996).

Zusammenfassung

An Hand aller verfügbaren Meßdaten (DWD- und TEMES-Stationen) können Kanalisierungseffekte und eine Berg-Talwindzirkulation für den Bereich der Niederrheinischen Tieflandsbucht nachgewiesen werden. Die lokalen Zirkulations- aber auch die Stabilitätsbedingungen sowie der tages- und wochenzeitliche Arbeitsrhythmus bestimmen neben der synoptischen Situation die raum-zeitliche Variation der Luftschadstoffbelastung. Dynamisch ausgelöste nächtliche Turbulenzen destabilisieren die bei Hochdruckwetter intensiv ausgebildeten Bodeninversionen. Die damit einhergehenden Mischungsvorgänge führen warme, schadstoffreiche Höhenluft ins Bodenniveau und lassen die Temperaturen und die Schadstoffkonzentrationen in den Nachtstunden zeitweilig ansteigen.

Literatur:

- BLACKADAR, A. 1957: Boundary Layer Wind Maxima and their significance for the growth of nocturnal Inversions. *Bull. Americ. Meteorol. Soc.* 38, 283—290.
- Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft 1989: Ozon in der Schweiz. Kommission f. Lufthygiene. Schriftenreihe Umweltschutz, Bd. 101, Bern.
- DRAUSCHKE, R., DULSON, W., GABLESKE, R., KAUP, M. u. N. RAUSCH 1992: Luftverunreinigung durch photochemische Oxidantien und reaktive Kohlenwasserstoffe im Großstadtbereich und in Waldgebieten. Institut f. Umweltuntersuchungen der Stadt Köln, Köln.
- GROSS, G. u. F. WIPPERMANN 1987: Channeling and countercurrent in the upper rhine valley: Numerical simulations. *J. Climate and Appl. Meteorol.* Vol. 26, No. 10, 1293—1304.
- HÖHLEIN, B., BIEDERMANN P., KLEMP D. u. H. GEISS 1996: Verkehrsemissionen und Sommersmog. Forschungszentrum Jülich, Monographien, Band 26, Jülich.
- HÖPFNER, U. 1995: Entwicklung der Schadstoffdaten des Verkehrs — welche Belastung besteht heute und zukünftig? ifeu Institut für Energie- und Umweltforschung, Heidelberg.
- KLOSE, B. 1991: Neue Aspekte zum nächtlichen Windverhalten am Meteorologischen Hauptobservatorium in Potsdam. *Z. Meteorol.* 41, 170—175.
- KÜHLING, W. 1986: Planungshinweise für die Luftqualität. Schriftenreihe Landes- und Stadtentwicklungsforschung des Landes NRW, Band 4.045. Dortmund.
- MURL, Minister f. Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft, NRW 1992: Luftreinhalteplan Rheinschiene Süd 1992. Düsseldorf
- SCHIRMER, H., BUSCHNER, W., CAPPEL, A. MATTHÄUS, H. u. M. SCHLEGEL 1987: *Lexikon Meteorologie.* Mannheim 1987.
- SILKE, G. 1973: Occurrence and features of ducted modes of internal gravity waves over western Europe and their influence on microwave propagation. *Boundary-Layer Meteorol.*, 4, 493—509.
- TA-Luft 1986: Technische Anleitung zur Reinhaltung der Luft vom 27. 2. 1986. Erste allgemeine Verwaltungsvorschrift zum Bundes-Immissionsschutzgesetz GMBI. S. 95, 202
- UBA 1995: *Umweltdaten Deutschland 1995.* Umweltbundesamt, Berlin.
- VDI, Verein Deutscher Ingenieure 1994: *VDI Handbuch Reinhaltung der Luft.* Berlin 1994.
- WHITEMAN, C. D. u. J. C. DORAN 1993: The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley. *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 32, S. 1669—1682.
- WINKLER, P. 1980: Störungen der nächtlichen Grenzschicht. *Meteorol. Rdsch.* 33, 90—94.
- WIPPERMANN, F. 1984: Do flat ranges also channel the air flow? *Beitr. Phys. Atmosph.* Vol. 57, 282—284.