

**STUDIE ZUM AUFBAU EINES
VERTIKALPROFILS
FÜR DEN RAUM WIEN**

Teil 2: Abbildungen

Forschungsprojekt im Auftrag des Magistrats der Stadt Wien,
Magistratsabteilung 22 - Umweltschutz, MA 22 - 4950/95

Projektdurchführung: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik,
Zl.:1315/95-U

Projektleiter: Dr. August Kaiser

Wien, am 12. 1. 1996

INHALTSVERZEICHNIS

1. PROBLEMSTELLUNG UND ZIEL DES PROJEKTS	3
2. MESSDATEN; BESCHREIBUNG DER MESSSTELLEN	5
3. ÜBERBLICK ÜBER DEN WERTEBEREICHE DER VERWENDETEN DATENREIHEN IM JAHRESGANG	10
3.1 Temperatur	10
3.2 Windrichtung und -geschwindigkeit	10
3.3 Immissionskonzentrationen	11
3.3.1 Stickstoffmonoxid	11
3.3.2 Stickstoffdioxid	13
3.3.3 Ozon	13
4. DAS HORIZONTALE TEMPERATURFELD IM STADTGEBIET VON WIEN	14
4.1 Der Jahresgang des horizontalen Temperaturfelds	14
4.2 Der Tagesgang des horizontalen Temperaturfelds	17
4.3 Abhängigkeit des horizontalen Temperaturfelds von relevanten meteorologischen Parametern	18
4.3.1 Wind	18
4.3.2 Bedeckungsgrad	20
5. DAS BODENNAHE WINDFELD	22
6. DIE VERTIKALE TEMPERATUR- UND WINDSTRUKTUR	24
6.1 Vergleich der Messungen an den Hang- und Bergstationen mit den Messungen in der freien Atmosphäre	24
6.1.1 Fesselballon	25
6.1.1.1 Temperatur	26
6.1.1.2 Wind	28
6.1.2 Radiosonde	30
6.1.2.1 Temperatur	31

6.1.2.1.1 Jahres- und Tagesgang der Temperaturabweichungen zur freien Atmosphäre	31
6.1.2.1.2 Abhängigkeit der Temperaturabweichungen von der Windgeschwindigkeit	33
6.1.2.1.3 Abhängigkeit der Temperaturabweichungen vom Bedeckungsgrad	36
6.1.2.2 Wind	37
6.2 Schlußfolgerungen	41
6.3 Untersuchungen der Vertikalstruktur der bodennahen Atmosphäre über Wien anhand eines Vergleichs der Stadtstationen mit den Meßwerten vom Exelberg	42
6.3.1 Der Jahresgang der vertikalen Temperaturstruktur	42
6.3.2 Der Tagesgang der vertikalen Temperaturstruktur	43
6.3.2.1 Der Einfluß der städtischen Wärmeinsel auf die vertikale Temperaturstruktur	44
6.3.2.2 Der Einfluß abgehobener Inversionen auf den vertikalen Temperaturvergleich	45
6.3.2.3 Der Einfluß der Sonneneinstrahlung auf den vertikalen Temperaturvergleich	48
6.3.3 Abhängigkeit des vertikalen Temperaturvergleichs von relevanten meteorologischen Parametern	48
6.3.3.1 Windgeschwindigkeit	50
6.3.3.2 Bedeckungsgrad	51
6.4 Die Auswirkungen der vertikalen Temperaturstruktur auf die Schadstoffkonzentrationen	51
6.4.1 Stickstoffmonoxid	52
6.4.2 Stickstoffdioxid	54
6.4.3 Ozon	56
6.5 Einzelfälle - Extremfälle	58
6.5.1 EBS-Simmering ist markant wärmer als die Hohe Warte	58
6.5.2 Gute vertikale Durchmischung im gesamten Stadtgebiet	59
6.5.3 Seichte Inversionen im Osten der Stadt	60
6.5.4 Die Hohe Warte ist markant kälter als der Osten der Stadt	62
7. ZUSAMMENFASSUNG	64
8. DANKSAGUNG	68
9. LITERATUR	69

1. PROBLEMSTELLUNG UND ZIEL DES PROJEKTS

Ausbreitung und Verdünnung von Schadstoffen werden wesentlich bestimmt durch den Wind (Abtransport der freigesetzten Luftbeimengungen) und durch die Turbulenz (Verteilung der Schadstoffe auf ein größeres Luftvolumen). Die Turbulenz steht wesentlich in Wechselwirkung mit der vertikalen Temperaturänderung in der bodennahen Atmosphäre. Insbesondere Schichten mit Temperaturzunahme mit der Höhe (Inversionen) behindern die vertikale Durchmischung der Atmosphäre und können zur Anreicherung von Luftschadstoffen führen, besonders, wenn sie gleichzeitig mit Hochnebel auftreten: Unterhalb des Nebels nimmt aus Gründen des Strahlungsgleichgewichts die Temperatur im allgemeinen mit der Höhe ab, sodaß auch von höheren Schornsteinen emittierte Schadstoffe den Boden erreichen können. Infolge der in bzw. oberhalb der Hochnebeldecke befindlichen Inversion können sie aber nicht nach oben abgeführt werden. Tritt zudem noch schwacher Wind auf, ist auch der horizontale Abtransport der Schadstoffe herabgesetzt.

In zahlreichen Ballungsräumen oder inversionsgefährdeten Gebieten Österreichs wurden folglich spezielle Stationsnetze errichtet, die eine aktuelle Information über den vertikalen Aufbau der bodennahen Atmosphäre ermöglichen. Die Meßwerte solcher Vertikalprofile finden Verwendung für die aktuelle Interpretation der gemessenen Schadstoffbelastung (z.B. Beurteilung der Ozonkonzentration im Rahmen des Ozongesetzes oder die Exekution des Smogalarmgesetzes), für Inversionswarnungen sowie aktuelle Simulationen der Ausbreitung von Schadstoffen z.B. bei Unfällen oder Störfällen. Statistische Auswertungen werden benötigt für gutachterliche Beurteilungen von Emittenten z.B. im Rahmen behördlicher Bewilligungsverfahren und sind eine wichtige Grundlage für die Stadtplanung.

Für das Stadtgebiet von Wien liegen Statistiken der Vertikalstruktur der freien Atmosphäre oberhalb einer Seehöhe von 500 m (Hojeski, 1985) und Inversionsstatistiken für die bodennahe Atmosphäre anhand eines Temperaturvergleichs Kahlenberg - Stadtstationen vor (Auer et al., 1989; die Meßstelle am Kahlenberg wurde jedoch 1956 aufgelassen). Für die im Rahmen der oben diskutierten Fragestellungen erforderlichen aktuellen Informationen über den vertikalen Aufbau der bodennahen Atmosphäre stehen derzeit lediglich die von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik durchgeführten Radiosondenaufstiege zur Verfügung. Diese Aufstiege werden zweimal täglich (0 und 12 UTC) durchgeführt. Die im Normalfall üblichen Zeiträume der Inversionsbildung abends und der Inversionsauflösung vormittags werden von der Radiosonde nicht abgedeckt. Das unterste Meßniveau der Radiosonde liegt in der Regel in ca 100 m bis einige 100 m über Grund; jener unterste Höhenbereich, die für die Ausbreitung von im Raum Wien freigesetzten Schadstoffen besonders wichtig ist, wird daher nur ungenau erfaßt.

Aus den genannten Gründen wird seit einigen Jahren der Aufbau eines Vertikalprofils für den Raum Wien diskutiert. Als möglicher Standort werden einige Meßpunkte am Donauturm genannt. Die Erfassung der Vertikalstruktur der bodennahen Atmosphäre mittels Meßfühlern an Türmen (oder an Berghängen) ist jedoch keinesfalls trivial und erfordert insbesondere bei der Lufttemperatur eine hohe Meßgenauigkeit: Ob die vertikale Temperaturschichtung labil oder stabil ist, entscheidet sich daran, ob die Abnahme der Lufttemperatur (größer oder) gleich 1°C oder kleiner als 1°C pro 100 m Höhenzunahme ist. Wird die Temperatur z.B. alle 100 Höhenmeter gemessen, so ist evident, daß Meßungenauigkeiten von von nur wenigen Zehntelgrad quantitative Aussagen über den vertikalen Temperaturgradienten problematisch machen; die Fehler nur eines Meßfühlers wirken sich zudem sowohl auf die Schicht oberhalb als auch unterhalb des Meßfühlers aus.

Meßfehler können entstehen durch Ungenauigkeiten der Meßgeber selbst, sowie durch den Einfluß der Umgebung (bei Türmen infolge des Baukörpers: Verwirbelung oder Abschattung der Strömung, Bildung einer konvektiven Luftschicht bei starker Einstrahlung, Abstrahlung). Bei der Temperaturmessung tritt zudem der Strahlungsfehler auf (Bestrahlung des Meßfühlers durch die Sonne tagsüber, Abstrahlung des Meßfühlers nachts). Der Strahlungsfehler kann durch Ventilation des Temperaturfühlers weitgehend minimiert werden; der Einfluß des Baukörpers (bei Messungen an Türmen) wird üblicherweise dadurch klein gehalten, daß Metalltürme mit möglichst kleinem Querschnitt oder Metallgerüste verwendet werden und die Meßgeber an möglichst langen Auslegern, die für jedes Meßniveau in 3 Richtungen orientiert sind, situiert werden (Hofmann et al., 1962, Manier, 1973, Monna et al., 1987). Kaimal, 1986, empfiehlt für Windmessungen Ausleger mit einer Länge, die mindestens dem eineinhalbfachen Durchmesser des Turms entspricht.

An der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik wurden bisher Auswertungen von Temperaturmessungen an Schornsteinen (Kraftwerke Dürnrohr, Mellach und Riedersbach) und Messungen an Berghängen (u.a. Raum Zeltweg, Zillertal (Kaiser, 1994), Achenkirch (Kaiser, 1995)) durchgeführt; sie alle bestätigen, daß derartige Messungen die Vertikalstruktur der bodennahen Atmosphäre qualitativ grob erfassen können, daß bei quantitativen Aussagen aber große Vorsicht geboten ist.

Infolge des großen Durchmessers des Donauturms scheint bei einer beabsichtigten Verwendung dieses Baukörpers als Träger eines meteorologischen Vertikalprofils besondere Vorsicht geboten. Wegen der z.B. von Auer et al., 1989, nachgewiesenen Temperaturunterschiede im Stadtgebiet von Wien ergibt sich zudem das Problem, inwieweit ein im Donaupark gemessenes Vertikalprofil auf andere, z.B. dicht verbaute Stadtgebiete übertragbar ist.

Zwischenzeitlich wurden von der MA22, der NÖ-Landesregierung und dem Umweltbundesamt einige Stationen eingerichtet, die zumindest grobe Aussagen über die Vertikalstruktur der

bodennahen Atmosphäre über Wien ermöglichen könnten. Vor der Errichtung eines eigenen, neuen Vertikalprofils für den Raum Wien erscheint es in Anbetracht der oben diskutierten Problematik sinnvoll, zu untersuchen,

- ob bzw. inwieweit die bestehenden Meßstationen Schlüsse auf den Vertikalaufbau der bodennahen Atmosphäre ermöglichen und
- wo und wann dabei Unsicherheiten auftreten können bzw. kein realistisches Bild über die Vertikalstruktur gewonnen werden kann.
- Zudem wird untersucht, inwieweit die anhand der bestehenden Meßstellen erfaßte Vertikalstruktur Auswirkungen auf die im Stadtgebiet gemessene Immissionsbelastung zeigt.

Grundsätzlich werden in der vorliegenden Arbeit sowohl Wind, als auch Temperatur (jene Größen, die die Schadstoffausbreitung wesentlich bestimmen) untersucht. Die Anforderungen bezüglich Meßgenauigkeit sind jedoch für die Temperatur weitaus größer, sodaß der Lufttemperatur das Hauptinteresse gilt.

Die Ergebnisse der vorliegenden Studie sollen Stärken und Schwächen der bestehenden Meßstellen aufzeigen und so eine Grundlage für den geplanten weiteren Ausbau eines Vertikalprofils für den Raum Wien sein.

2. MESSDATEN; BESCHREIBUNG DER MESSSTELLEN

Grundlage der vorliegenden Arbeit sind die Meßreihen der im Raum Wien betriebenen Stationen der MA 22, der NÖ-Landesregierung, des UBA und der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Für die Beurteilung der Verhältnisse in der freien Atmosphäre wurden die Daten der Radiosondenaufstiege der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und der im Rahmen von Forschungsprojekten gewonnen, stichprobenartigen Daten von Fesselballonsondierungen (Piringer, 1995) herangezogen. Im folgenden wird eine kurze Beschreibung der einzelnen Meßstationen gegeben:

Wien, Hohe Warte:

Betreiber: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, TAWES.

Standort: 1190 Wien, Hohe Warte 38; Villenviertel am flachen Anstieg zum Wienerwald (Osthang). Der Meßgeber befindet sich im Klimagarten der ZAMG, einer annähernd ebenen Wiese, umgeben von Bäumen im Süden und Osten, dem Karl-Kreil-Haus im Norden und dem

Julius Hann-Haus im Westen. Neben meteorologischen Parametern liegen auch Immissionsmessungen der MA 22 vor.

Seehöhe: 203 m, Temperaturregler 2 m über Grund.

Wien, Innere Stadt:

Betreiber: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, TAWES.

Standort: 1010 Wien, Operngasse 21; der Temperaturregler befindet sich am Nordwesteck des Flachdachs des dreigeschoßigen Gebäudeteils der NÖ-Landesregierung (Ecke Operngasse Schaurhofergasse) im dichtverbauten Stadtzentrum. Südlich der Meßstelle schließt in wenigen Metern Entfernung der wesentlich höhere (14-geschoßige) Gebäudetrakt der NÖ-LR an. Die Meßstelle liegt im Winter ganztags im Schatten, im Sommer kann die Sonne vormittags und nachmittags über die West-Ost orientierte Schaurhofergasse (bzw. nachmittags auch über die Operngasse) den Temperaturregler erreichen. Der Windgeber befindet sich am Dach des 14-geschoßigen Gebäudetrakts.

Seehöhe des Temperaturreglers: 183 m, Temperaturregler ca 14 m über Grund.

MVA Spittelau:

Betreiber: MA22.

Standort: Müllverbrennungsanlage Spittelau, 1090 Wien, Spittelauer Lände 45; an der nach Norden orientierten Uferböschung des Donaukanals.

Seehöhe: 164 m, Temperaturregler ca 2 m über Grund.

AKH-Dach:

Betreiber: MA 22.

Standort: Allgemeines Krankenhaus, 1090 Wien, Währinger Gürtel 18 - 20; am Dach des nördlichen Turms des AKH; dichtverbautes Stadtgebiet am beginnenden Anstieg zum Wienerwald. Die Geber sind im Nordwesteck einer ca 4 m hohen Metallverkleidung, die den Dachbereich umgibt, montiert. Innerhalb und außerhalb dieser Umkleidung (vorallem westlich des Gebers) wird über zahlreiche Öffnungen Abluft ausgeblasen. Auch hier liegen zusätzlich Immissionsmessungen vor.

Seehöhe: 270 m, 80 m über Grund.

EBS Simmering:

Betreiber: MA 22.

Standort: Entsorgungsbetriebe Simmering, 1110 Wien, 11. Haidequerstr. 6; am Dach des Bürogebäudes der EBS. Der Geber ist ca 1,5 m über einem Aufbau im östlichen Bereich des Flachdachs (ca 5 m über Dachniveau) montiert; östlich des Gebers wird Raumluft aus den Büros abgeführt. Die Umgebung ist eben, nur dünn verbaut und teilweise gewerblich, teilweise landwirtschaftlich genutzt.

Seehöhe: 174,4 m, rund 17 m über Grund.

Großenzersdorf:

Betreiber: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, TAWES.

Standort: Großenzersdorf, Schloßhofer Straße 31; am Versuchsgelände der Universität für Bodenkultur. Das Gelände ist eben und in alle Richtungen frei.

Seehöhe: 153 m, Temperaturgeber 2 m über Grund.

Hermannskogel (in den Abbildungen auch mit „Jägerwiese“ bezeichnet):

Betreiber: MA 22.

Standort: Auf einem 35 m hohen Metallgerüst am nach Südost orientierten Hang des Hermannskogels nahe dessen West-Ost verlaufendem Rücken. Der Meßturm überragt die Baumkronen. Immissionsmessungen liegen vor.

Seehöhe: 520 m, 35 m über Grund.

Exelberg:

Betreiber: UBA, NÖ -Landesregierung.

Standort: Exelberg, Postturm; am Gipfel des Exelbergs am Turm der Post. Der Betonturm hat 2 große und - darüber - eine kleinere Plattform; auf der obersten (kleineren) Plattform befindet sich ein Stahlgerüstturm. Der Temperaturgeber ist an der Südseite der oberen großen Plattform, der Windgeber an der obersten (kleinen) Plattform montiert; nördlich des Windgebers befindet sich der Stahlgerüstturm. Immissionsmessungen liegen vor.

Seehöhe: 575 m, rund 60 m über Grund.

Hohe Wand/Hochkogelhaus:

Betreiber: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, TAWES.

Standort: 2724 Stollhof - Hohe Wand, Hochkogelhaus; Wiese östlich vom Hochkogelhaus; nach Süden Absturz zum Wiener Becken, nach Norden Nadelwald, nach Osten Laubäume.

Seehöhe: 932 m, Temperaturgeber: 2 m über Grund.

Rax/Seilbahn:

Betreiber: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, TAWES.

Standort: Seilbahn Bergstation; nördlich des Seilbahngebäudes; nach Osten frei, nach Westen leicht bewaldeter Anstieg, nach Norden einzelne Jungbäume in ca 20 m Entfernung.

Seehöhe: 1547 m, Temperaturgeber: 2 m über Grund.

Es erscheint verwegen, die vertikale Temperaturstruktur über Wien anhand der in großer Entfernung gelegenen Meßstellen Hohe Wand und Rax beschreiben zu wollen. Dies ist hier auch nicht beabsichtigt. Wie im folgenden gezeigt wird, können die im Nahbereich der Stadt gelegenen Meßstellen die besonders im Winter bei Hochnebel im Raum Wien häufig auftretenden abgehobenen Inversionen nur ungenügend erfassen. Es soll daher geprüft werden, ob anhand der Hohen Wand und der Rax wenigstens qualitative Hinweise über das Vorhandensein abgehobener Inversionen gewonnen werden können.

Radiosonde:

Betreiber: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.

Aufstiegsort: Klimagarten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Beschreibung siehe oben); Aufstiegszeit: täglich ca 00 und 12 UTC (1 MEZ bzw. 2 MESZ, 13 MEZ bzw. 14 MESZ).

Fesselballon:

Betreiber: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik im Auftrag der MA 22 (alle Messungen aus 1994) und des UBA (alle Messungen aus 1995).

Aufstiegsorte:

Augarten (Meßzeitraum 14.-17. 7. und 4.-6. 8. 1994): Ebene Wiesenfläche („Jahnwiese“) im Bereich der im Nordostsektor der Parkanlage befindlichen Sportplätze, umgeben von dichtem Baumbestand. Seehöhe: 160 m.

Billrothstraße (16.-18. 7. 1994): Ebene Wiese am Gelände des Bundesgymnasium Wien XIX, Billrothstr. 73; der Meßstandort befindet sich großräumig in einer flachen Geländemulde. Seehöhe: 190 m;

Cobenzl (13.-15. 7. 1994, 20.-22. 7. 1995; 6.-7. 8. 1995 und 12. 8. 1995): Richtung Ost bis Südost flach abfallende Wiese nordwestlich der Restaurationsbetriebe „Am Cobenzl“. Seehöhe: 385 m.

Ergänzend zu den oben beschriebenen Stationen, die im wesentlichen für die Analyse der Temperatur- und Windverhältnisse herangezogen werden, werden die Auswirkungen der vertikalen Struktur der Atmosphäre auf die Schadstoffkonzentrationen anhand der Immissionsmessungen an folgenden zusätzlichen Stationen diskutiert (ausgewählt wurden jene Immissionsmeßstellen, die sich im Nahbereich der meteorologischen Stationen befinden):

Stephansdom:

Betreiber: MA 22.

Standort: Kerzenkammer am Südturm des Stephansdomes im dicht verbauten Stadtzentrum.

Kaiserebersdorf:

Betreiber: MA 22.

Standort: Am Gelände des Umspannwerks.

Lobau:

Betreiber: MA 22.

Standort: Grundwasserwerk Untere Lobau; ebenes Augelände.

Die Daten der MA 22, der NÖ-Landesregierung und des UBA liegen in Form von Halbstundenmittelwerten vor; die Daten der TAWES-Stationen in Form von 10-Minutenwerten; diese wurden in Halbstundenmittelwerte umgerechnet, um sie mit den Daten der übrigen Stationen vergleichbar zu machen. Zur Auswertung der Radiosondenaufstiege wurden im Rahmen dieses Projekts eigene Programme entwickelt, die eine Interpolation von Meßwerten für bestimmte, vorgebbare Höhengniveaus ermöglichen.

Die Zeiträume, für die Meßwerte der einzelnen Stationen vorliegen, sind in Abbildung 1 grafisch dargestellt.

3. ÜBERBLICK ÜBER DEN WERTEBEREICHE DER VERWENDETEN DATENREIHEN IM JAHRESGANG

Um einen Überblick über die Größenordnungen der im folgenden untersuchten Meßwerte zu gewinnen, wurden als erstes Monatsmittelwerte der einzelnen Meßgrößen berechnet, sowie monatsweise Maximal- und Minimalwerte ermittelt. Die Ergebnisse werden in den folgenden Abschnitten kurz diskutiert.

3.1 Temperatur

Abbildung 2 gibt für die einzelnen Stationen einen Überblick über Monatsmittelwerte, monatliche Maximal- und Minimalwerte der Lufttemperatur. Sie zeigt, daß im Mittel der Sommer 1993 an allen Stationen, an denen Daten vorliegen, kälter war als die Sommer 94 und 95; die wärmsten Monate der Auswerteperiode waren jeweils Juli 94 und Juli 95. Februar 93 und Jänner 95 waren die kältesten Monate, dennoch war der Winter 93/94 insgesamt kälter als jener 94/95.

Bei genauer Betrachtung kann der Abbildung zudem entnommen werden, daß die Stationen Spittelau, AKH-Dach und Innere Stadt im Monatsmittel wärmer sind als die Hohe Warte; besonders deutlich sind die Temperaturunterschiede bei den Monatsminima, kaum vorhanden bei den Monatsmaxima. Fast identisch mit der Hohen Warte sind die Monatsmittelwerte sowie die Monatsmaxima der Temperatur an den Stationen EBS-Simmering und Großenzersdorf; die Monatsminima hingegen sind in Großenzersdorf etwas niedriger als an der Hohen Warte.

Mit zunehmender Höhenlage der Stationen nehmen Monatsmittelwerte, Monatsmaxima und -minima im Vergleich zur Hohen Warte ab: Nur geringfügig am Hermannskogel, deutlicher am Exelberg, markant an der Hohen Wand und der Rax.

3.2 Windrichtung und -geschwindigkeit

Abbildung 3 gibt - analog zur Temperatur - einen Überblick über Monatsmittelwerte, Monatsmaxima und -minima der Windgeschwindigkeit. Generell zeigen die Monatsmittelwerte nur geringfügige Schwankungen von Monat zu Monat (Ausnahme ist der Exelberg, allerdings ist die Meßreihe dort ziemlich lückenhaft). Tendenziell erkennt man an den meisten Stationen höhere mittlere Windgeschwindigkeiten während der Wintermonate, niedrigere Werte im Sommer.

Während in Großenzersdorf die mittlere Windgeschwindigkeit fast identisch mit jener an der Hohen Warte ist, verzeichnen die übrigen Stationen (Ausnahme: Hermannskogel) im Durchschnitt höhere Werte als die Hohe Warte (nur geringfügig an den Stationen Innere Stadt und Hohe Wand, deutlich am Exelberg und auf der Rax, wohl wesentlich infolge der Höhenlage der Stationen).

Auffällig sind die niedrigen mittleren Windgeschwindigkeiten am Hermannskogel: Dieser mißt die niedrigsten Werte aller untersuchten Stationen (also auch niedrigere Werte als die in geringerer Höhe gelegenen Stationen); besonders markant ist der Unterschied zum (nur unwesentlich höheren) Exelberg: Die Station Hermannskogel mißt im Durchschnitt z.T. weniger als 1/3 der Windgeschwindigkeit vom Exelberg. Piringer, 1995, vermutet die vektorielle Mittelung der Windmessung als mögliche Ursache der niedrigen Windgeschwindigkeiten am Hermannskogel; die gerade zum Exelberg doch recht großen Unterschiede können aber auch ein Hinweis sein, daß die Meßstelle am Hermannskogel zudem auch zeitweise etwas vom Wind abgeschattet ist.

Abbildung 4 enthält Darstellungen der Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungen der einzelnen Meßstellen, getrennt nach Winter- (Monate Oktober bis März) und Sommerhalbjahr (Monate April bis September), Tag und Nacht. Sie zeigen (mit Ausnahme vom Hermannskogel und der recht entfernt gelegenen Station Rax) generell die für den Raum Wien üblichen Häufigkeitsmaxima für Windrichtungen aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen, gefolgt von solchen aus Südost. Auf der Rax treten anstelle der Winde aus Südost solche aus Süd neben Nordwestwind am zweithäufigsten auf. Auch am Hermannskogel ist das sekundäre Häufigkeitsmaximum der Südostwinde gegen Süd gerdeht; das Häufigkeitsmaximum der Nordwestwinde erscheint aufgespalten in West- und Nordwestrichtung.

3.3 Immissionskonzentrationen

3.3.1 Stickstoffmonoxid

Stickstoffmonoxid (NO) ist ein Schadstoff, der in der Regel (im wesentlichen durch Reaktion mit Ozon) rasch zu NO₂ umgewandelt wird. Die höchsten Konzentrationen sind folglich im Nahbereich von Emissionsquellen zu erwarten. Kaiserebersdorf und Stephansdom (letzterer mißt geringfügig niedrigere Werte) zeigen folglich die höchsten Monatsmittel- und Maximalwerte, gefolgt von der Hohen Warte und AKH-Dach. Die Werte von Hermannskogel, Exelberg und - vorallem - Lobau sind deutlich niedriger (Abbildung 5).

Schön ist aus der Abbildung der Jahresgang der NO-Konzentrationen mit einem Maximum während der Wintermonate und einem Minimum im Sommer zu erkennen.

3.3.2 Stickstoffdioxid

Ähnlich wie für NO sind die Verhältnisse für NO₂ (Abbildung 6), wobei die unterschiedliche Belastung der einzelnen Meßstellen im Monatsmittel deutlicher, in den Maximalwerten aber weniger deutlich ersichtlich ist als für NO: Relativ hohe Konzentrationswerte in Kaiserebersdorf und am Stephansdom, gefolgt von Hoher Warte und AKH-Dach; relativ niedrige Werte am Hermannskogel, Exelberg und in der Lobau.

Der Jahresgang der NO₂-Konzentrationen ist analog zu NO, jedoch nicht so deutlich ausgeprägt.

Es fällt auf, daß 1993 die in größerer Höhe über Boden montierten Meßfühler Stephansdom und AKH-Dach höhere mittlere Konzentrationen messen als die „bodennahen“ Stationen Hohe Warte bzw. Kaiserebersdorf, während 1994 und 1995 die Belastung dieser Stationen im Durchschnitt genau umgekehrt ist. Man hat den Eindruck, als hätte sich Ende 1993 die Zusammensetzung der Emissionsquellen geändert (eventuell ab 1994 ein größerer Anteil bodennaher Emissionen im Vergleich zu jenem aus höheren Schornsteinen).

3.3.3 Ozon

Entsprechend der relativ hohen NO-Konzentration, die ozonabbauend wirkt, mißt die Station Stephansdom im allgemeinen die niedrigsten Monatsmittelwerte der Ozonkonzentration. Lobau und Hohe Warte sind im Durchschnitt etwa gleich hoch belastet. Die höchsten Monatsmittelwerte werden an den Hang- bzw. Bergstationen Hermannskogel und Exelberg gemessen (Abbildung 7).

Im Jahresgang ist die Ozonkonzentration im Sommer am höchsten und im Winter am niedrigsten.

4. DAS HORIZONTALE TEMPERATURFELD IM STADTGEBIET VON WIEN

Infolge des Einflusses der Geländegliederung, unterschiedlicher Bodenbeschaffenheit, Bewuchs und Bebauung werden im Stadtgebiet auch in annähernd gleicher Höhenlage unterschiedliche Temperaturen gemessen. Derartige Temperaturunterschiede kamen schon in den in Abschnitt 3.1 analysierten Monatsmittelwerten der Lufttemperatur zum Ausdruck.

Untersuchungen zur städtischen „Wärmeinsel“ (Temperaturerhöhung im dichtverbauten Stadtgebiet) finden sich in Steinhauser et al. (1955, 1957 und 1959), Bernhofer (1980) und Auer et al. (1989). In Extremfällen werden im Stadtgebiet von Wien Temperaturunterschiede bis zu 13°C gemessen (Auer et al., 1989). Infolge derartiger Temperaturunterschiede stellt sich für die Beurteilung der vertikalen Temperaturstruktur das Problem, inwieweit ein an einem bestimmten Ort gemessenes Temperaturprofil auf andere Stadtgebiete übertragen werden kann. Gegenstand dieses Abschnittes ist weniger die Analyse der städtischen Wärmeinsel bzw. anderer im Stadtgebiet auftretender Temperaturunterschiede an sich, sondern vielmehr, inwieweit derartige Temperaturunterschiede von den vorhandenen Meßstellen erfaßt werden, welche Größenordnungen sie erreichen können und - im Zuge der weiteren Untersuchungen - welche Auswirkungen auf die vertikale Temperaturverteilung zu erwarten sind. Zudem können in diesem Abschnitt auch Aussagen zur Güte der einzelnen Meßstationen getroffen werden.

Da der Station Hohe Warte als Radiosondenstandort wesentliche Bedeutung für die Beurteilung der vertikalen Temperaturverteilung zukommt, wurden für sämtliche Stadtstationen (mit Ausnahme der Hang- bzw. Bergstationen Hermannskogel und Exelberg) halbstündliche Temperaturdifferenzen zur Hohen Warte berechnet und im Folgenden statistisch untersucht. Ein negatives Vorzeichen der Temperaturdifferenz bedeutet, daß die Temperatur an der Hohen Warte niedriger, ein positives Vorzeichen, daß sie höher ist als an der Vergleichsstation.

4.1 Der Jahresgang des horizontalen Temperaturfelds

Abbildung 8 enthält Häufigkeitsverteilungen der berechneten Temperaturdifferenzen in Abhängigkeit von der Jahreszeit (unterschieden wird zwischen Sommer- und Winterhalbjahr). Die Klassenbreite wurde für Temperaturdifferenzen im Bereich von -5,0°C bis +5,0°C gleich 0,5°C, für größere Temperaturdifferenzen aber gleich 5,0°C gewählt.

Die in Abbildung 8 zusammengefaßten Häufigkeitsverteilungen zeigen als erstes, daß die Meßstellen im dichtverbauten Stadtgebiet (MVA-Spittelau, AKH-Dach, Innere Stadt) meist

wärmer sind als die Hohe Warte. Fälle, in denen positive Temperaturdifferenzen auftreten, die Hohe Warte also wärmer ist, als die genannten Stationen, treten relativ selten auf.

Besonders im Winterhalbjahr (Monate Oktober bis März) bilden sich zur Spittelau und zur Inneren Stadt auffallend häufig typische Temperaturunterschiede aus (allerdings umfassen die Beobachtungsperioden beider Stationen nur rund ein Jahr): Die Spittelau ist dann in rund 53% aller Halbstunden um 0,5 bis 1,0°C, die Innere Stadt in rund 44% um bis zu 0,5°C wärmer als die Hohe Warte. In Extremfällen kann die Spittelau um bis zu 4°C, die Innere Stadt um bis zu 5,5°C wärmer, beide Stationen um bis zu 3°C kälter sein als die Hohe Warte.

Im Sommerhalbjahr (Monate April bis September) sind die Häufigkeitsverteilungen der Temperaturdifferenzen zur Spittelau und zur Inneren Stadt „verschmierter“ als im Winterhalbjahr (auch hier ist vor allem bei der Spittelau Vorsicht geboten, da die Meßperiode für das Sommerhalbjahr nur wenige Monate aus 1994 und 1995 umfaßt): Zwar treten die für das Winterhalbjahr typischen Temperaturdifferenzen auch im Sommer am häufigsten auf, andere Temperaturdifferenzen sind aber im Sommerhalbjahr weitaus häufiger als im Winterhalbjahr. In Extremfällen können beide Stationen um bis zu 5°C wärmer, die Innere Stadt um bis zu 1,5°C, die Spittelau um bis zu 4°C kälter sein als die Hohe Warte.

Bemerkenswert erscheint, daß die Spittelau im allgemeinen häufiger stärker gegenüber der Hohen Warte „überwärmt“ ist als die Innere Stadt, obwohl zumindest bei hohen Temperaturen (also vor allem im Sommerhalbjahr tagsüber) eine gewisse kühlende Wirkung durch den Donaukanal zu erwarten wäre.

Etwas anders sind die Häufigkeitsverteilungen an der dritten, im dicht verbauten Stadtgebiet befindlichen Meßstelle AKH-Dach: Erstens existieren kaum jahreszeitliche Unterschiede; zweitens fallen die großen negativen Temperaturdifferenzen auf: In Extremfällen werden am AKH-Dach um mehr als 10°C höhere Temperaturen gemessen als auf der Hohen Warte! (Das sekundäre Häufigkeitsmaximum bei Temperaturdifferenzen von -5°C ist bedingt durch die Änderung in der Klasseneinteilung). Die großen Temperaturdifferenzen der Meßstelle AKH-Dach zur Hohen Warte sind umso bemerkenswerter, als sich die Meßstelle in 80 m über Grund befindet. Der Wärmeinseleffekt der Stadt sollte sich in einer solchen Höhe eigentlich nicht mehr so stark bemerkbar machen. Offensichtlich steht die Meßstelle im Einflußbereich der im Nahbereich freigesetzten warmen Abluft.

Die in relativ unverbauten Gebieten gelegenen Stationen EBS-Simmering und Großenzersdorf: zeigen relativ häufig nur geringe oder gar keine Temperaturunterschiede zur Hohen Warte; Temperaturdifferenzen von mehr als +/-1°C treten im Vergleich zu den anderen Stationen zwar relativ selten auf, dennoch ist die Schwankungsbreite der Temperaturdifferenzen in Extremfällen aber größer als an den Stationen im dichtverbauten Stadtgebiet. (EBS um bis zu 7°C wärmer bzw. um bis zu 9°C kälter, Großenzersdorf (relativ kurze Beobachtungsperiode!))

um bis zu 5°C wärmer und um bis zu 8°C kälter als die Hohe Warte); die Meßstelle EBS-Simmering ist etwas häufiger wärmer, Großenzersdorf eher häufiger kälter als die Hohe Warte. Die jahreszeitlichen Unterschiede der Häufigkeitsverteilungen sind gering.

Genauere Information über die Abhängigkeit der Temperaturdifferenzen vom Jahresverlauf gibt Abbildung 9, die wiederum Monatsmittelwerte, monatsweise Maxima und Minima enthält. Sie zeigt, daß die Monatsmittelwerte an den Meßstellen MVA-Spittelau, Innere Stadt und AKH-Dach im gesamten Jahresverlauf höher (wärmer) sind als an der Hohen Warte. Im Monatsdurchschnitt liegen die Temperaturdifferenzen immerhin bei rund (Spittelau) bzw. knapp (Innere Stadt) -2°C bzw. bei rund -3°C (AKH-Dach) (das negative Vorzeichen bedeutet, daß die Hohe Warte kälter ist als die Vergleichsstation). Während der Sommermonate sind die genannten Stationen etwas stärker gegenüber der Hohen Warte „überwärmt“ als während der Wintermonate. Diese jahreszeitlich unterschiedliche Ausprägung der Wärmeinsel hat zur Folge, daß die Meßstelle EBS-Simmering in den Sommermonaten im Durchschnitt um knapp 1°C wärmer, während der Wintermonate aber im allgemeinen ungefähr gleich temperiert ist, wie die Hohe Warte. Die im unverbauten Gebiet befindliche Station Großenzersdorf ist im Durchschnitt das ganze Jahr hindurch annähernd gleich temperiert wie die Hohe Warte; geringfügig kälter als die Hohe Warte dürften hier tendenziell eher die Wintermonate sein.

Wenig Systematik lassen die monatsweisen Extremwerte erkennen. Extremfälle sind eben Einzelfälle und somit mit einer hohen Zufälligkeit behaftet. Am ehesten treten große positive Temperaturdifferenzen zur Hohen Warte an den Stationen EBS-Simmering und (nur angedeutet, da zu kurze Beobachtungsperiode) Großenzersdorf während der Wintermonate auf (d.h. dann können die genannten Stationen um bis zu knapp 10°C kälter sein als die Hohe Warte); Fälle, in denen die Hohe Warte deutlich kälter ist als die genannten Stationen, dürften hingegen eher zufällig über das Jahr verteilt auftreten. Ausnahme ist die Temperaturdifferenz Hohe Warte-AKH-Dach: Extremfälle, wo am AKH um bis zu mehr als 10°C höhere Temperaturen gemessen werden, treten bevorzugt während der Wintermonate auf. Auch dies ist ein Hinweis, daß sich die Meßstelle AKH im Einflußbereich der warmen Abluft befindet. (Der Einfluß der warmen Abluft muß sich während der kalten Monate stärker bemerkbar machen als während der warmen).

Die Analysen der jahreszeitlichen Abhängigkeit der berechneten Temperaturdifferenzen zeigen zusammenfassend, daß die städtische Wärmeinsel im Sommerhalbjahr deutlicher ausgeprägt ist, als im Winterhalbjahr. Dieses Ergebnis steht in Einklang mit den Untersuchungen von Auer et al., 1989. Die Hohe Warte als Bezugsstation ist kälter als die Meßstellen im dichtverbauten Stadtgebiet, aber wärmer als Großenzersdorf, d.h. auch sie liegt noch im Einflußbereich der städtischen Wärmeinsel. Die Station AKH-Dach dürfte häufig von der in ihrem Nahbereich freigesetzten warmen Abluft beeinflusst werden. Der Umstand, daß die Spittelau im

allgemeinen stärker gegenüber der Hohen Warte „überwärmt“ ist als die Innere Stadt, ist überraschend und im Folgenden noch näher zu untersuchen.

4.2 Der Tagesgang des horizontalen Temperaturfelds

Überblick über den mittleren Tagesgang der berechneten Temperaturdifferenzen gibt Abbildung 10. Ihr ist zu entnehmen, daß - mit Ausnahme von Großenzersdorf - vor allem nachts alle Stationen wärmer sind als die Hohe Warte, wobei die Temperaturunterschiede im Sommerhalbjahr größer sind als im Winterhalbjahr. Die Temperaturdifferenzen zur Hohen Warte liegen nachts im Durchschnitt bei knapp -1°C (EBS-Simmering), knapp (Spittelau, Innere Stadt) bzw. mehr als (AKH-Dach) -2°C im Sommerhalbjahr und bei rund $-0,5^{\circ}\text{C}$ (EBS), knapp $-1,5^{\circ}\text{C}$ (Spittelau, Innere Stadt) bzw. knapp -2°C (AKH-Dach) im Winterhalbjahr (ein negatives Vorzeichen bedeutet, daß die Hohe Warte kälter ist als die Vergleichsstation).

Tagsüber, besonders im Sommerhalbjahr ist die „Überwärmung“ der innerstädtischen Stationen weniger deutlich ausgeprägt: An der Spittelau und in der Inneren Stadt treten im Sommerhalbjahr vormittags kurzzeitig annähernd ähnliche Temperaturen wie auf der Hohen Warte auf; an der Meßstelle EBS werden im Sommerhalbjahr während der Morgenstunden im Durchschnitt niedrigere Temperaturen als auf der Hohen Warte gemessen.

Deutlich unterschieden von den Stadtstationen ist der mittlere Tagesgang der Temperaturdifferenz zwischen Hoher Warte und Großenzersdorf: Im Sommerhalbjahr ist Großenzersdorf im Durchschnitt die ganze Nacht hindurch, besonders aber während der zweiten Nachthälfte, kälter als die Hohe Warte (im Durchschnitt um rund $0,5^{\circ}\text{C}$). Ab den Vormittagsstunden, besonders zwischen 17 und 18 Uhr (MEZ) ist Großenzersdorf im Durchschnitt (meist um knapp $0,5^{\circ}\text{C}$) wärmer. Im Winterhalbjahr ist Großenzersdorf lediglich am Nachmittag im Durchschnitt gleich temperiert, um 16 Uhr kurzzeitig wärmer, sonst kälter als die Hohe Warte.

Die Ergebnisse der mittleren Tagesgänge der Temperaturdifferenzen stehen ebenfalls in Einklang mit den Analysen von Auer et al., 1989, wonach die städtische Wärmeinsel vor allem nachts bzw. zum Zeitpunkt des Temperaturminimums am deutlichsten, tagsüber am wenigsten ausgeprägt ist. Während jedoch Auer et al. zum Ergebnis kommen, daß die Wärmeinsel besonders zur Zeit des Temperaturmaximums (also am frühen Nachmittag) am schwächsten ausgeprägt ist, sind die hier untersuchten Temperaturdifferenzen zur Hohen Warte vormittags am kleinsten. Möglicherweise macht sich hier die Lage der Hohen Warte am Osthang (Exponierung zur Morgensonne) bemerkbar.

4.3 Abhängigkeit des horizontalen Temperaturfelds von relevanten meteorologischen Parametern

4.3.1 Wind

Die horizontale wie die vertikale Temperaturverteilung werden wesentlich beeinflusst von der Windgeschwindigkeit (Abhängigkeit der Ausbildung der städtischen Wärmeinsel von der Windgeschwindigkeit, siehe unten; schwacher Wind begünstigt die nächtliche Inversionsbildung, starker Wind löst Inversionen auf). Ein Einfluß der Windrichtung auf die vertikale Temperaturstruktur ist zwar auch gegeben, z.B. durch Stau der infolge der nächtlichen Ausstrahlung gebildeten Kaltluft am Wienerwald bei Südostwind (inversionsfördernd); umgekehrt kann Wind aus westlichen Richtungen diese Kaltluftschicht relativ leicht aus dem Stadtgebiet verdrängen (vgl. dazu z.B. Piringer, 1989; auch die Analyse der Fesselballon- und Sodarmessungen in Piringer, 1995, gibt dafür schöne Hinweise). Solche Effekte mögen auch Auswirkung auf das horizontale Temperaturfeld haben. Da hier aber nicht die physikalische Erklärung derartiger Phänomene im Vordergrund steht, sondern die Frage, inwieweit die bestehenden Meßstellen die Vertikalstruktur wiedergeben können, wird die Analyse auf die Windgeschwindigkeit beschränkt.

Die mittleren Temperaturdifferenzen der Wiener Meßstellen zur Hohen Warte in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit sind in Abbildung 11 (getrennt für Jahres- und Tageszeit) zusammengestellt. Für die Windgeschwindigkeit wurden die Meßwerte an der Hohen Warte herangezogen. Einige Windgeschwindigkeitsklassen treten nur selten auf, insbesondere bei den sehr hohen Windgeschwindigkeiten. In der Abbildung wurden solche Fälle gekennzeichnet mit dem Hinweis „geringe Anzahl“ (d.h. es treten weniger als 10 Fälle auf); den für solche Fälle berechneten Mittelwerten kommt eher Zufallscharakter zu.

Die Abbildung zeigt tendenziell größere Temperaturdifferenzen bei niedrigen, kleinere Temperaturdifferenzen bei höheren Windgeschwindigkeiten, besonders deutlich nachts und im Sommerhalbjahr: Die Stationen Spittelau und Innere Stadt sind im Sommerhalbjahr nachts bei Windgeschwindigkeiten von weniger als 2 m/s um bis zu 2,5°C bzw. knapp 3°C wärmer als die Hohe Warte; EBS Simmering ist dann nur um rund 1°C wärmer. Für Windgeschwindigkeiten von mehr als 4 m/s verringern sich die Temperaturunterschiede im Sommer nachts auf rund -1,5°C (Spittelau), rund -1°C (Innere Stadt) bzw. rund -0,5°C (EBS). Im Winterhalbjahr ist die Abhängigkeit der Temperaturdifferenzen von der Windgeschwindigkeit nachts ähnlich, aber nicht so deutlich wie im Sommerhalbjahr.

Tagsüber ist das Bild etwas differenzierter: Spittelau und EBS weisen im Winterhalbjahr praktisch keine Abhängigkeit der Temperaturdifferenz zur Hohen Warte von der Windgeschwindigkeit auf; im Sommerhalbjahr zeigen beide Stationen geringfügig größere

Temperaturdifferenzen eher bei hohen Windgeschwindigkeiten. Die Innere Stadt ist hingegen zu beiden Jahreszeiten auch tagsüber bei niedrigen Windgeschwindigkeiten stärker gegenüber der Hohen Warte „überwärmt“ als bei hohen Windgeschwindigkeiten.

Anders als die Stationen im städtischen Bereich verhält sich die Temperaturdifferenz Hohe Warte-Großenzersdorf: Im Winterhalbjahr ganztags, im Sommerhalbjahr nur nachts ist Großenzersdorf bei Windgeschwindigkeiten von weniger als 5 m/s kälter, bei höheren Windgeschwindigkeiten wärmer als die Hohe Warte; im Sommerhalbjahr tagsüber ist Großenzersdorf fast immer wärmer als die Hohe Warte.

Auch diese Ergebnisse stehen in Einklang mit Untersuchungen von Auer et al., 1989, wonach die (hauptsächlich nachts beobachtete) städtische Wärmeinsel bei schwachem Wind besser ausgeprägt ist als bei starkem. Im Stadtzentrum (Innere Stadt) macht sich dieser Effekt auch tagsüber bemerkbar.

Niedrige Windgeschwindigkeiten begünstigen die Ausbildung nächtlicher Inversionen; die dann besonders gut ausgeprägte Wärmeinsel muß daher gerade auf die für Fragen der Schadstoffausbreitung relevanten bodennahen Inversionen modifizierend wirken.

Hohe Windgeschwindigkeiten sollten zu ausgeglichenen Temperaturverhältnissen führen; bei der dann guten vertikalen Durchmischung der Atmosphäre sollten die Temperaturunterschiede im wesentlichen von der unterschiedlichen Höhenlage der Meßstellen bestimmt sein. Dies trifft für die Meßstellen Großenzersdorf und EBS-Simmering im allgemeinen ganz gut zu: Es werden dann (abgesehen von den selten vorkommenden sehr hohen Windgeschwindigkeiten) zu Großenzersdorf im allgemeinen mittlere Temperaturdifferenzen um $-0,5^{\circ}\text{C}$ gemessen (der Höhenunterschied zur Hohen Warte beträgt rund 50 m, woraus sich bei adiabatischer Schichtung genau dieser Temperaturunterschied ergeben sollte). Die Temperaturdifferenz zur Station EBS-Simmering bei hohen Windgeschwindigkeiten ist entsprechend des kleineren Höhenunterschieds etwas geringer; lediglich im Sommerhalbjahr ist die mittlere Temperaturdifferenz etwas größer als es dem Höhenunterschied entspricht.

Größer, als aufgrund des Höhenunterschieds zu erwarten wäre, sind die Temperaturunterschiede bei hohen Windgeschwindigkeiten an den Meßstellen Innere Stadt, vor allem aber Spittelau: In der Inneren Stadt könnte sich ein gewisser Wärmeineffekt eventuell auch bei höheren Windgeschwindigkeiten zumindest zeitweise noch bemerkbar machen. Die Spittelau scheint systematisch um rund $0,5$ bis 1°C zu hohe Temperaturen zu messen; wegen der Lage der Station an der sonnabgewandten Uferböschung des Donaukanals (sollte eher abkühlend wirken) sind hier am ehesten Ungenauigkeiten in der Temperaturmessung als Ursache zu vermuten.

Sehr markant ist die Abhängigkeit der Temperaturdifferenz zur Hohen Warte von der Windgeschwindigkeit an der Meßstelle AKH-Dach: Große Temperaturdifferenzen besonders bei niedriger Windgeschwindigkeit. Entgegen den übrigen Differenzen, die im Sommerhalbjahr größer sind als im Winterhalbjahr, ist das AKH-Dach im Winterhalbjahr deutlich stärker „überwärmt“ als im Sommerhalbjahr; lediglich im Sommerhalbjahr tagsüber mißt das AKH-Dach bei hohen Windgeschwindigkeiten im Durchschnitt annähernd ähnliche Temperaturen wie die Hohe Warte. Die Abhängigkeit der Temperaturdifferenz von der Windgeschwindigkeit verweist sehr eindrucksvoll auf die Beeinflussung der Meßstelle durch die warme Abluft: Immer dann, wenn im allgemeinen die Lufttemperatur niedrig ist, also im Winter und nachts, sowie bei niedriger Windgeschwindigkeit, wenn die Durchmischung der Abluft mit der Umgebungsluft gering ist, werden im Durchschnitt die größten Temperaturdifferenzen zur Hohen Warte gemessen.

4.3.2 Bedeckungsgrad

Abbildung 12, die die mittleren Temperaturdifferenzen in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad zeigt, kann entnommen werden, daß die Stationen Spittelau, Innere Stadt und EBS zu beiden Jahreszeiten nachts bei geringer Bewölkung gegenüber der Hohen Warte stärker „überwärmt“ sind als bei starker Bewölkung. Es ist dies ein Effekt der nächtlichen Ausstrahlung, die bei klarem Himmel vor allem an der Hohen Warte zu stärkerer Abkühlung führt als an den Stationen im dichtverbauten Stadtgebiet. Nebel (Bedeckungsgrad 9) bildet hier insofern eine Ausnahme, als vor Nebelbildung in der Regel die nächtliche Ausstrahlung schon bzw. noch wirksam ist.

Als Folge der stärkeren nächtlichen Abkühlung bei klarem Himmel ist auch die außerhalb der Stadt gelegene Meßstelle Großenzersdorf nachts bei klarem Himmel im Durchschnitt kälter als die Hohe Warte (besonders im Sommer, weniger im Winter).

Auch dieser Effekt ist in Einklang mit Untersuchungen von Auer et al., 1989, und hat zur Folge, daß die für die Schadstoffausbreitung besonders relevante Inversionsbildung außerhalb der Stadt rascher erfolgt als im dichtverbauten Stadtgebiet bzw, daß bestehende Inversionen im verbauten Stadtgebiet infolge der dort nicht unwesentlichen „Überwärmung“ modifiziert werden. Da die Temperaturdifferenzen zudem nachts bei schwachem Wind größer sind als bei starkem Wind, Kombinationen von schwachem Wind und klarem Himmel der Inversionsbildung besonders förderlich sind, ist gerade bei Vorkommen von bodennahen Inversionen mit den größten Modifikationen der vertikalen Temperaturschichtung über unterschiedlich verbauten Stadtgebieten zu rechnen. Die Übertragbarkeit eines gemessenen Temperaturprofils auf andere Bereiche der Stadt ist dann gerade bei den für die

Luftreinhalte relevanten Situationen besonders problematisch und ist im folgenden noch näher zu studieren.

Tagsüber ist die Abhängigkeit der Temperaturdifferenzen vom Bedeckungsgrad im Durchschnitt nur sehr gering, zum Teil gar nicht vorhanden.

Die Abhängigkeit der Temperaturdifferenz an der „gestörten“ Station AKH-Dach zur Hohen Warte zeigt wenig Unterschied zu jenen der übrigen Stationen im dichtverbauten Stadtgebiet. Dies ist nicht verwunderlich, da der Umstand, ob die Abluft zum Temperaturregler geführt wird (und folglich die Temperaturmessung verfälscht) oder nicht, nicht von Bedeckungsgrad abhängt.

5. DAS BODENNAHE WINDFELD

Orographische Gegebenheiten, aber auch Bebauung oder Bewuchs (Rauhigkeit!) wirken auch modifizierend auf die bodennahen Windverhältnisse. Untersuchungen zum horizontalen Windfeld im Raum Wien liegen vor von Kaiser, 1983, Auer et al., 1989, und Stohl et al., 1993. Die detailreichsten Informationen über die Windverhältnisse, wie sie Sie an 10 Wiener Meßstellen jeweils gleichzeitig gemessen werden, enthält die Arbeit von Kaiser. Sie beruht auf dem Beobachtungszeitraum von 1. 1. 1968 bis 31. 12. 1975; eine Vielzahl der damaligen Meßstellen wurde in der Zwischenzeit stillgelegt. Im Folgenden werden kurz die wichtigsten Ergebnisse der vorliegenden Arbeiten diskutiert; wegen der derzeit gegebenen geringen Dichte von Windstationen wären anhand neuerlicher Untersuchungen kaum bessere Ergebnisse zu erwarten.

Die zitierten Arbeiten zeigen, daß das bodennahe Windfeld im Raum Wien wesentlich beeinflusst wird durch den Hügelzug des Wienerwalds, vom Donautal und vom Wiental: Der Wienerwald bewirkt eine Ablenkung der Strömung (je nach Windgeschwindigkeit und Stabilität der vertikalen Temperaturschichtung) um den Verlauf der Hügelzüge herum (Stohl et al., 1993). Die beiden Täler kanalisieren den Wind: Insbesondere während der Nacht und im Winter - also wenn die Schichtung häufig stabil ist - werden schwache Winde, die auf der Hohen Warte aus dem Richtungssektor Nordost über Ost und Süd bis Südwest wehen, im Bereich des Wientals (Station Hadersdorf) meist auf die Richtung Ostsüdost (also talparallel) umgelenkt; umgekehrt Winde aus Westsüdwest über West und Nord bis Nordost auf West im Wiental (Kaiser, 1983). Ein ähnlicher, aber wegen der größeren Talbreite nicht so markanter Effekt wurde für das Donautal gefunden. Zudem bewirkt das Donautal im Bereich seiner Verengung zwischen Wienerwald und Bisamberg eine Erhöhung der Windgeschwindigkeit. Für kleinere Wienerwaldtäler (Mauerbachtal) wurde zudem die Ausbildung eines tagseperiodischen Windsystems (Berg-Talwind-System) nachgewiesen.

In Kaiser, 1983, wurde nachts eine Abnahme der Häufigkeit von Winden aus westlicher Richtung und gleichzeitig eine Zunahme solcher aus östlichen Richtungen vom Wienerwald zum Ostrand der Stadt hin gefunden. Als Ursache wurde die Ausbildung eines Flurwindsystems vermutet: Infolge der nächtlichen „Überwärmung“ und der daraus resultierenden Dichte- und Luftdruckunterschiede könnte sich die kältere, folglich schwerere Luft aus der Umgebung von den Stadträndern her unter die warme, weniger dichte Luft im Stadtzentrum „schieben“; dies würde im Westen der Stadt zu Winden mit westlicher, im Osten zu solchen mit östlicher Richtung führen.

Die Ergebnisse der zwischenzeitlich durchgeführten Sodar- und Fesselballonmessungen (Piringer, 1989 und 1995) lassen aber eher vermuten, daß bei Strömung aus östlicher Richtung

die nachts über der Ebene gebildete, bodennahe Kaltluftschicht am Wienerwald angestaut wird; im Bereich dieses Luftstaus treten meist Inversionen mit schwachem Wind, häufig aus westlicher Richtung auf. Oberhalb der angestauten Kaltluft, sowie am östlichen Stadtrand, der sich offensichtlich zeitweilig außerhalb des angestauten „Kaltluftkeils“ befindet, wird hingegen die großräumige Strömung aus Südost gemessen. Ein Beispiel einer derartigen vertikalen Temperatur- und Windverteilung, gemessen vom Fesselballon am 5. 8. 1994, 5:30 Uhr im Augarten, ist in Abbildung 13 dargestellt (entnommen aus Piringer, 1995): Die vertikale Temperaturverteilung zeigt eine seichte, aber markante Inversion in Bodennähe (im wesentlichen über der Wiese im Bereich des Meßstandorts); oberhalb von 500 m Seehöhe befindet sich eine zweite markante Inversion; unterhalb dieser Inversion ist der Wind schwach und kommt meist aus Nordwest. Es ist dies die an den Hängen des Wienerwalds angestaute, relativ kalte Luft. Die Obergrenze dieser Luftschicht ist gekennzeichnet durch die zweite, abgehobene Inversion. Die Höhe dieser Inversion fällt recht gut zusammen mit der mittleren Gipfelhöhe der Wienerwaldberge. Darüber ist kein Stau mehr wirksam, es weht Wind aus Nordost mit einer Geschwindigkeit nahe 5 m/s.

Die räumlichen Inhomogenitäten im Windfeld sind jedenfalls bei schwachem Wind und stabiler Schichtung (daher nachts) stärker ausgeprägt als bei starkem Wind und labiler Schichtung, also tagsüber (Kaiser, 1983).

Aus den Statistiken der hier verwendeten Stationen (Abbildung 4) gehen die zitierten räumlichen Unterschiede im bodennahen Windfeld insofern hervor, als Winde aus Nordwest an der Inneren Stadt häufiger auftreten als an der Hohen Warte, d.h die Innere Stadt ist dem Einfluß des Donautals und dem Umströmen des Wienerwalds bei Westwind stärker ausgesetzt als die Hohe Warte; in Großenzersdorf treten Winde aus Nordwest bis West wiederum vergleichsweise seltener auf, der Einfluß von Donautal und Wienerwald ist hier schon wieder schwächer. Man vergleiche dazu die Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen am Exelberg: Der Windgeber überragt die Gipfelhöhe der Wienerwaldberge; das Häufigkeitsmaximum ist hier gegen Westsüdwest gedreht, der Einfluß des Donautals bzw. ein Umströmen des Wienerwalds, welches bei Westwind leeseitig (also über der Stadt) zu Winden aus eher nordwestlicher Richtung führt, ist hier nicht zu erkennen.

Markant kommt der Einfluß der Wienerwaldberge am Hermannskogel zum Ausdruck: Vor allem bei häufig stabiler Schichtung, also hauptsächlich im Winterhalbjahr, neigt die Strömung dazu, Bergrücken eher zu um- als zu überströmen: Folglich ist das Häufigkeitsmaximum der Südostwinde gegen Süd, jenes der Nordwestwinde gegen Nord, also ungefähr parallel zum Bergrücken gedreht. Im Sommerhalbjahr, wenn die Schichtung vor allem tagsüber im allgemeinen deutlich labiler ist, ist dieser Effekt nicht so deutlich ausgeprägt. Die Station dürfte zudem gegen Winde aus Nordwest ziemlich „abgeschattet“ sein.

Die im Stadtgebiet bzw. in der Ebene befindlichen Stationen Innere Stadt und Großenzersdorf, weniger deutlich die Hohe Warte, zeigen den für den Wiener Raum typischen Jahresgang der Windrichtungen, wobei Wind aus westlicher Richtung im Sommerhalbjahr häufiger ist als im Winterhalbjahr und Wind aus Südost sich genau umgekehrt verhält.

An der Hohen Warte ist der für Wien typische Tagesgang der Windrichtungen besonders deutlich, sogar stärker ausgeprägt als der Jahresgang: Tagsüber sind Winde aus Südost häufiger als nachts, Winde aus West umgekehrt sind nachts häufiger als tagsüber. Interessant ist hier der Vergleich zu Großenzersdorf: Hier nimmt nachts besonders im Sommer die Häufigkeit von Winden aus Südost weniger deutlich ab und jene von Winden aus West weniger deutlich zu; Großenzersdorf dürfte sich nachts bei Südostwind häufig außerhalb des am Wienerwald angestauten „Kaltluftkeils“ befinden.

Die in größerer Höhe befindlichen Stationen Exelberg und Rax (nicht aber die Hohe Wand) zeigen im Jahresgang den Einfluß der großräumigen synoptischen Strömungsverhältnisse, wobei Winde aus West im Winterhalbjahr häufiger sind als im Sommerhalbjahr; der Tagesgang ist analog zu den Stationen in der Ebene.

6. DIE VERTIKALE TEMPERATUR- UND WINDSTRUKTUR

6.1 Vergleich der Messungen an den Hang- und Bergstationen mit den Messungen in der freien Atmosphäre

Meßstellen an Berghängen oder -gipfeln werden immer mehr oder weniger von ihrer Umgebung beeinflusst: „Überwärmung“ der hangnahen Luftschicht gegenüber der freien Atmosphäre tagsüber infolge der Sonneneinstrahlung bzw. stärkere Abkühlung dieser Luftschicht nachts infolge der Ausstrahlung, sowie Bildung eigener hangnaher Windsysteme. Eben daraus ergeben sich auch die Schwierigkeiten, wenn man aus einem Vergleich von Stationen im Tal mit solchen auf Bergen Aufschluß über die Vertikalstruktur der Atmosphäre gewinnen möchte.

Das Ausmaß der Beeinflussung von Hangstationen durch ihre Umgebung hängt u.a wesentlich vom Aufstellungsort der Station ab. Als erstes ist daher in den folgenden Abschnitten zu untersuchen, inwieweit die Messungen an den Hang- und Bergstationen mit jenen in der freien Atmosphäre über Wien übereinstimmen. Messungen aus der freien Atmosphäre liegen in Form von mehrtägigen Meßcampagnen mittels Fesselballon und in Form der täglichen Radiosondenaufstiege vor. Die Fesselballonmessungen sind aufgrund ihrer kurzen Dauer für statistische Untersuchungen naturgemäß nicht geeignet, haben aber den Vorteil, daß sie im

Gegensatz zu den nur zweimal täglich durchgeführten Radiosondenaufstiegen (0 und 12 UTC) den kompletten Tagesgang der meteorologischen Meßgrößen abdecken.

6.1.1 Fesselballon

In den folgenden Abschnitten werden die aus den Fesselballonmessungen für die Höhe der jeweils betrachteten Station ermittelten Werte von Lufttemperatur und Wind jenen an den Meßstellen gegenübergestellt. Ausgewählt wurden jene Stationen, die höher liegen als das Stadtgebiet bzw. der jeweilige Fesselballonstandort: Das sind für die Lufttemperatur -je nach Fesselballonstandort - die Stationen Hohe Warte, AKH-Dach, Hermannskogel, Exelberg und Hohe Wand. Die übrigen Stationen Spittelau, EBS und Großenzersdorf sind hier nicht von Interesse, die entsprechenden Temperaturunterschiede wurden bereits in Abschnitt 4 diskutiert.

Für die Windmessungen wird der Vergleich auf die Stationen Hermannskogel, Exelberg und Hohe Wand beschränkt, da auch hier primär der Wind in größerer Höhe interessiert. Die Fesselballonmessungen können nur bei windschwachem Wetter durchgeführt werden. Vor allem die Messung der Windrichtung kann dann jedoch recht ungenau sein (der Ballon, der als Windfahne verwendet wird, benötigt eine gewisse Windgeschwindigkeit, um sich in Windrichtung einstellen zu können). Infolge der Ungenauigkeiten der Windmessung wurde die Windrichtung des Fesselballons in - sehr groben - 45°-Sektoren ausgewertet.

Der Ballon steigt bei günstigen Verhältnissen (im wesentlichen bei schwachem Wind) bis maximal 1000 m über Grund; Die Höhe der Station Hohe Wand wurde vom Ballon zeitweilig erreicht, die Höhe der Station Rax nicht mehr.

Die Meßwerte an den Stationen sind Halbstundenmittelwerte, die des Fesselballons Momentanwerte. Die Meßwerte des Fesselballons wurden entsprechenden Halbstunden zugeordnet, wobei dies nicht immer eindeutig möglich war, weil die Aufstiege - je nach Witterung - in unregelmäßigen Zeitintervallen gestartet wurden. Zudem dauert ein Aufstieg in der Regel rund eine halbe Stunde. Während eines Aufstiegs können sich die Meßwerte des Ballons mehr oder weniger stark ändern. Am Beispiel der Lufttemperatur: Insbesondere nach Sonnenaufgang, wenn die Erwärmung einsetzt bzw. nach Sonnenuntergang bei beginnender Abkühlung. Diesem Umstand wurde insoferne Rechnung getragen, als jedem Aufstieg für jedes untersuchte Höhenniveau der höchste und niedrigste gemessene Temperaturwert entnommen wurde. Man erhält damit einen gewissen Eindruck über die Schwankungsbreite der Temperaturmessungen der Ballonsonde während eines Aufstiegs.

Jedenfalls haben die oben diskutierten Unsicherheiten zur Folge, daß von vorne herein auch im Idealfall keine völlige Übereinstimmung der Meßwerte des Ballons mit jenen an den Hangstationen zu erwarten ist.

Grundsätzlich ist zu allen folgenden Abbildungen zu bemerken, daß sie nach Fesselballonstandorten und nicht nach dem Datum gereiht sind. An einigen Tagen gab es an zwei Standorten Fesselballonaufstiege; die Meßreihen an der Vergleichsstation können auf ersten Blick für gleiche Tage unterschiedlich aussehen; die Ursache dafür liegt im unterschiedlichen Maßstab der Zeit- (x-) Achse.

6.1.1.1 Temperatur

Die Aufstiegsorte Augarten und Billrothstraße liegen nur geringfügig tiefer als die Hohe Warte (Augarten rund 40 m, Billrothstraße rund 10 m tiefer); es wurden sowohl die in rund 2 m über Grund als auch die exakt in der Höhe der Hohen Warte gemessenen Temperaturen jenen der Meßstelle gegenübergestellt (Abbildung 14).

Der Temperaturvergleich der „Bodentemperaturen“ (2 m über Grund) zeigt im allgemeinen recht gute Übereinstimmung zwischen Fesselballon Augarten bzw. Billrothstraße und Hoher Warte: Im allgemeinen unterscheiden sich die Temperaturen nur um wenige Zehntelgrad; größere Temperaturunterschiede (Augarten um bis zu knapp 3°C kälter als die Hohe Warte) treten lediglich am 4. 8. 94 nach Mitternacht auf: Die Hohe Warte verzeichnet um Mitternacht einen Temperaturanstieg, offensichtlich infolge von Durchmischungsvorgängen. Der Augarten wird davon nicht erreicht, die Temperatur sinkt dort weiter ab. Die zu dieser Zeit relativ großen Temperaturunterschiede erklären sich also aus unterschiedlichen meteorologischen Verhältnissen an den beiden Beobachtungsorten.

Weniger gut ist die Übereinstimmung, wenn man die Temperaturwerte des Fesselballons für eine Seehöhe von 203 m, die jener der Hohen Warte entspricht, verwendet: Die Fesselballontemperaturen sind dann während der zweiten Nachthälfte systematisch höher, vormittags bis zur Zeit des Temperaturmaximums systematisch niedriger als auf der Hohen Warte (besonders eindrucksvoll von 4. bis 6. 8. 94, wo der Fesselballon nachts um bis zu 3,5°C höhere Temperaturen mißt; tagsüber weist der Fesselballon um bis zu knapp 3°C (5. 8. 94 vormittags) niedrigere Temperaturen auf). Die beobachteten Temperaturunterschiede zeigen recht eindrucksvoll die Wirkung des Bodens im Energieumsatz: Nächtliche Abkühlung und Erwärmung tagsüber gehen vom Erdboden aus und erreichen die höheren Luftschichten erst mit deutlicher Verzögerung und abgeschwächt. Dieser Effekt ist hier stärker ausgeprägt als die Wirkung der unterschiedlichen Höhenlagen.

Abbildung 15 enthält den Temperaturvergleich für die Station AKH-Dach. Generell mißt das AKH-Dach immer höhere Temperaturen als der Fesselballon (häufig um rund 3°C, am 6. 8. 94 mittags um mehr als 5°C). Auffällig ist, daß während der zweiten Nachthälfte vielfach recht ähnliche Temperaturen gemessen werden (schön zu erkennen am 4. und 5. 8. 94 (Fesselballon Augarten) und am 17. 7. (Fesselballon Billrothstraße; weniger deutlich, da weniger Werte, auch für Fesselballon Augarten); möglicherweise wird während der zweiten Nachthälfte weniger Abluft freigesetzt als zu anderen Tageszeiten.

Der Hermannskogel (Abbildung 16) mißt generell höhere Temperaturen als der Fesselballon. Während der Nachtstunden sind Temperaturunterschiede im allgemeinen relativ klein: Meist mißt der Hermannskogel nachts eine um wenige Zehntelgrad bis ca 1°C höhere Temperatur als der Fesselballon; generell scheint der nächtliche Temperaturverlauf, der sich aus den Fesselballonmessungen ergibt, ausgeglichener und gleichmäßiger als jener am Hermannskogel. Am Hermannskogel werden vielfach Temperaturschwankungen um rund 1 bis 2°C gemessen (z.B. Meßnächte von 13. auf 14. 7., 14. auf 15. 7. und 16. auf 17. 7. 1994). Während solcher Phasen mit Temperaturanstieg am Hermannskogel können die nächtlichen Temperaturdifferenzen zum Fesselballon auch größere Werte (bis nahe 2°C) erreichen.

Tagsüber sind die Temperaturunterschiede zwischen Hermannskogel und Fesselballon deutlich größer als nachts: Der Hermannskogel mißt vor allem vormittags bis zur Zeit des Temperaturmaximums um bis zu 5°C höhere Temperaturen als der Fesselballon. Es ist dies jene Zeit, wo der Südosthang, auf dem sich die Meßstelle befindet, voll besonnt wird. Die hangnahe Luftschicht ist dann gegenüber der freien Atmosphäre deutlich „überwärmt“ (der Meßturm ist zwar 35 m hoch, überragt den dichten Baumbestand aber nur geringfügig).

Im allgemeinen recht ähnlich sind die Temperaturwerte von Exelberg und Fesselballon (Abbildung 17): Nachts sind die Werte vielfach nahezu identisch. Es zeigt aber auch der Exelberg häufig stärkere Temperaturschwankungen, die der Ballon zeitweise ebenfalls mißt (Nacht vom 13. auf 14. 7., besonders schön Nacht von 14. auf 15. 7. 9), zeitweise aber nicht erfaßt (Nächte von 21. auf 22. 7. 95 und von 5. auf 6. 8. 94). Im Falle derartiger Temperaturschwankungen am Exelberg, die der Ballon nicht mißt, kann die Temperaturdifferenz bis zu rund 3 °C betragen (aber nur in solchen Einzelfällen).

Ursache dieser nächtlichen Temperaturschwankungen an den beiden Bergstationen dürften Störungen der Strömung infolge der Bergzüge sein: Die Fesselballonmessungen zeigen für die Meßnächte von 13. auf 14. und 14. auf 15. 7. 94 Isothermie bzw. eine schwache Inversion bei gleichzeitig markanter Windscherung (Zunahme der Windgeschwindigkeit von rund 1 m/s in 380 m (Standort Cobenzl) auf rund 5 m/s in 500 m verbunden mit einer Winddrehung von westlicher auf südöstliche Richtung; während der Nacht von 14. auf 15. 7. 94 werden bei gleich schwachem Bodenwind in 550 m kurzzeitig sogar Windgeschwindigkeiten um 10 m/s erreicht (die stärksten Windscherungen treten 1994 oft sehr plötzlich in Zusammenhang mit

Gewittern in der Umgebung auf, Piringer, 1996). Die starke Windscherung könnte im Zusammenwirken mit der im Nahbereich der Bergrücken zusätzlich wirksamen mechanischen Turbulenz zu vertikalen Durchmischungsvorgängen führen und so bei stabiler Schichtung diese Temperaturschwankungen bewirken. Die Fesselballonmessungen am Cobenzl lassen zeitweilig ähnliche Temperaturschwankungen erkennen; sie verlaufen jedoch nicht immer parallel zu jenen an den Bergstationen. Während der Nacht von 5. auf 6. 8. 94 zeigen die Fesselballonmessungen eine markante Inversion, die bis ca 600 m Höhe reicht (Piringer, 1996); die während dieser Nacht am Exelberg registrierten Temperaturschwankungen können auch durch Vertikalbewegungen der Inversion verursacht sein: Bei Anheben der Inversion gerät die Meßstelle in kältere, bei Absinken in wärmere Luft; derartige Phänomene wurden auch von Kaiser, 1987, anhand von Fesselballonmessungen gefunden. Die größten beobachteten nächtlichen Temperaturunterschiede zwischen den beiden Bergstationen und dem Fesselballon erklären sich zusammenfassend aus Temperaturschwankungen, die an beiden Meßsystemen nicht immer gleichzeitig auftreten und sind daher nicht als „Fehler“ zu werten.

Ähnlich wie der Hermannskogel ist auch der Exelberg tagsüber wärmer als die freie Atmosphäre gleicher Höhe; die Temperaturunterschiede sind hier aber wesentlich geringer: Die größten Differenzen treten vor allem vormittags auf und betragen bis rund 2,5°C. Sie sind offensichtlich strahlungsbedingt (eventuell Aufheizung des Turms durch Sonneneinstrahlung, der Geber ist an der Südseite des Turms montiert).

Wohl wesentlich infolge der großen Entfernung sind die Temperaturunterschiede der Hohen Wand zu den Fesselballonmessungen recht groß (Abbildung 18); zudem wirkt die Hochfläche der Hohen Wand tagsüber als „Heizfläche“, nachts abkühlend. Folglich mißt die Hohe Wand tagsüber um bis zu 6°C höhere, nachts um bis zu 2,5°C niedrigere Temperaturen als der Fesselballon. Abgesehen von der Wirkung von Ein- und Ausstrahlung auf die Temperatur der Hohen Wand ergeben sich größere Temperaturunterschiede zum Fesselballon auch infolge unterschiedlicher Wetterereignisse: Der Temperaturrückgang auf der Hohen Wand am 16. 7. 94 nachmittags ist offensichtlich auf ein lokales Gewitter zurückzuführen (die Fesselballonmessungen zeigen einen gleichmäßigen Temperaturverlauf).

6.1.1.2 Wind

Die entsprechenden Vergleiche von Windrichtung und -geschwindigkeit sind für die Stationen Hermannskogel, Exelberg und Hohe Wand in den Abbildungen 19 bis 21 zusammengestellt. Auf die Problematik der Messung der Windrichtung mittels Fesselballon wurde bereits hingewiesen. Wegen dieser Unsicherheiten wurde die Windrichtung aus den Fesselballonmessungen in - sehr groben - 45°-Sektoren ausgewertet.

Im allgemeinen stimmen die Windrichtungen am Hermannskogel (Abbildung 19) mit jenen des Fesselballons sektormäßig recht gut überein (die grobe Klassifizierung der Fesselballonmessungen ist zu beachten); die markanten Winddrehungen am 14. 7. vormittags, am 20. 7. und am 6. 8. 95, jeweils nachmittags, werden von beiden Meßsystemen erfaßt. Lediglich am 5. 8. 1994 stimmen die Windrichtungen nicht überein: Zu dieser Zeit war der Wind allerdings sehr schwach, vielfach wurde nahezu Windstille gemessen.

Weniger gut ist die Übereinstimmung bei der Windgeschwindigkeit: Hier mißt der Hermannskogel zum Teil deutlich niedrigere Werte als der Fesselballon, besonders am 15. und 16. 7. 94. Es gibt aber auch einen Fall, wo der Fesselballon Windstille, der Hermannskogel aber schwachen Wind mißt (5. 8. 94). Die Windrichtung am Hermannskogel ist nachts aus Nord und dreht am späteren Vormittag auf Süd; möglicherweise handelt es sich hier um ein Hangwindssystem: Zumindest der vormittägliche Wind aus Süd dürfte Hangaufwind sein.

Die Meßreihe der Station Exelberg (Abbildung 20) weist einige Lücken auf (20. 7., 6., 7. und 12. 8. 95 jeweils tagsüber; für die 1994 durchgeführten Fesselballonmessungen liegen am Exelberg keine Winddaten vor). Für Zeiträume, wo gleichzeitig Daten vorliegen, stimmen die Windrichtungen beider Systeme sektormäßig recht gut überein. Am 20. 7. und am 6. 8. zeigt der Fesselballon tagsüber eine markante Winddrehung von Winden aus Ost auf solche aus Nord; mangels Daten vom Exelberg kann nicht beurteilt werden, ob diese Meßstelle ebenfalls eine solche Winddrehung zeigt. Der Fesselballon mißt meist eine um ca 1 m/s höhere Windgeschwindigkeit (Abb. 20).

Trotz der großen Entfernung stimmt die Windrichtung auch an der Hohen Wand (Abb. 21) relativ gut mit jener des Fesselballons überein; Ausnahmen sind hier lediglich der 6. und der 12. 8. 1995, jeweils nachmittags. Weniger gut ist die Übereinstimmung bei der Windgeschwindigkeit: Vielfach mißt der Ballon deutlich niedrigere Windgeschwindigkeiten (14. und 16. 7., 5. und 6. 8. 94); dies überrascht insofern nicht, als der Ballon nur bei schwachem Wind noch die Höhe der Hohen Wand erreichen kann; man erhält damit eine systematische Auswahl von Situationen, wo am Fesselballonstandort der Wind bis in große Höhen schwach ist. Es gibt aber auch Situationen, wo der Fesselballon höhere Windgeschwindigkeiten als die Hohe Wand mißt: Geringfügig am 20. 7. 95 tagsüber, deutlich während der Nacht von 6. auf 7. 8. 95; vorallem nachts dürfte sich die Bodenrauigkeit an der Hohen Wand durch eine herabgesetzte Windgeschwindigkeit bemerkbar machen.

6.1.2 Radiosonde

Auch hier gilt, daß die Meßwerte der Radiosonde Momentanwerte sind und daher nicht unmittelbar mit den Halbstundenmittelwerten der Meßstationen vergleichbar sind. Die Aufstiege sind nach den international vorgeschriebenen Aufstiegsterminen (00:00 und 12:00 UTC) abgespeichert und enthalten keine Angabe über den tatsächlichen Zeitpunkt des Aufstiegs. Die zeitliche Zuordnung zu den entsprechenden Halbstundenmittelwerten der Stationen mag daher gewisse Ungenauigkeiten beinhalten. Weitere Ungenauigkeiten ergeben sich aus der Luftdruckmessung und dem Umstand, daß der Luftdruck in ganzen hPa gerundet abgespeichert wird (die Ungenauigkeiten beim Luftdruck bewirken Ungenauigkeiten bei den daraus berechneten Höhen). Jedenfalls führen diese Umstände dazu, daß auch hier von vorne herein keine genaue Übereinstimmung der Meßwerte der Sonde mit jenen der Meßstellen zu erwarten ist.

Die Radiosondendaten liegen vor in Form von Meßwerten für die sogenannten *Hauptdruckflächen* (1000 hPa (soweit oberhalb des Bodenniveaus), 850, 700, 500 hPa usw. inklusive Höhenangabe) und die *markanten Punkte* (das sind Niveaus, wo sich eine Meßgröße markant ändert, ohne Höhenangabe). In speziell für dieses Projekt entwickelten Programmpaketen wurden für die markanten Punkte die Luftdruckangaben gemäß der barometrischen Höhenformel in Höhenangaben umgerechnet und für die Höhenniveaus der Vergleichsstationen die Werte von Temperatur und Wind linear interpoliert. Die Interpolation z.B. für die Temperatur erfolgte gemäß der Beziehung

$$T(z_S) = T(m_1) + (T(m_2) - T(m_1))/(z(m_2) - z(m_1)) * (z_S - z(m_1)) \quad (1)$$

wobei

$T(z_S)$ die gesuchte Temperatur in der Höhe der Station,

$T(m_1)$ bzw. $T(m_2)$ die Temperaturen an den markanten Punkten m_1 bzw. m_2 ,

z_S die Höhe der Station und

$z(m_1)$ bzw. $z(m_2)$ die Höhen der markanten Punkte m_1 bzw. m_2 sind.

Die Windrichtung wurde in die u- und v-Komponente (Ost- bzw. Nordrichtung) des Windvektors zerlegt, die Komponenten analog Gleichung (1) vektoriell interpoliert und daraus die (interpolierte) Windrichtung (in Grad) ermittelt. Die Windgeschwindigkeit wurde - getrennt von der Windrichtung - gemäß Beziehung (1) als Skalar interpoliert.

6.1.2.1 Temperatur

Anhand der aus den Radiosondenaufstiegen für die Höhen der hier untersuchten Meßstellen interpolierten Temperaturen wurden - analog zu den Analysen des horizontalen Temperaturfelds - Temperaturdifferenzen der Meßstellen zur freien Atmosphäre berechnet und im folgenden statistisch untersucht. Ein negatives Vorzeichen der Temperaturdifferenz bedeutet, daß die jeweilige Meßstelle eine niedrigere Temperatur, ein positives Vorzeichen, daß sie eine höhere Temperatur mißt als die Radiosonde.

6.1.2.1.1 Jahres- und Tagesgang der Temperaturabweichungen zur freien Atmosphäre

Abbildung 22 enthält Häufigkeitsverteilungen der Temperaturdifferenzen der einzelnen Meßstellen zur freien Atmosphäre, getrennt nach Winter- und Sommerhalbjahr, sowie Tag und Nacht. Sie lassen als erstes erkennen, daß die jahreszeitlichen Unterschiede deutlich kleiner sind als die tageseitlichen, bzw. daß die markantesten jahreszeitlichen Unterschiede in der unterschiedlichen Ausprägung der Tagesgänge bestehen.

Die Meßstelle AKH-Dach ist zu allen Tages- und Jahreszeiten fast immer deutlich wärmer als die freie Atmosphäre. Am häufigsten beträgt der Temperaturunterschied zu beiden Jahreszeiten tagsüber 2°C , nachts zwischen $1,0$ bis $1,5^{\circ}\text{C}$; es können Temperaturunterschiede von mehr als 5°C auftreten. Die Temperaturunterschiede, vor allem ihre Regelmäßigkeit, verweisen wieder auf die Beeinflussung der Station durch die warme Abluft; der Umstand, daß nachts die Temperaturdifferenzen etwas kleiner sind, könnte ein Effekt der tagsüber zudem wirksamen Sonnenstrahlung sein, möglicherweise aber auch auf einen diskontinuierlichen Betrieb der Abluftaggregate zurückzuführen sein (vgl. Abschnitt 6.1.1).

Recht groß sind die Temperaturunterschiede, ihr Streubereich und ihr Tagesgang an den Meßstellen Hermannskogel, Hohe Wand und Rax: Die genannten Stationen messen tagsüber im allgemeinen deutlich höhere, die Hohe Wand und die Rax nachts deutlich niedrigere Temperaturen als die Radiosonde; die tageseitlichen Unterschiede sind im Sommerhalbjahr stärker ausgeprägt als im Winterhalbjahr und sind eine Folge der Wirkung des Bodens als Heizfläche tagsüber bzw. als abkühlende Fläche nachts. Für die Hohe Wand und die Rax spielt zudem noch die große Entfernung eine Rolle. Lediglich der Hermannskogel mißt nachts am häufigsten relativ kleine Temperaturabweichungen zwischen nur $0,0$ und $0,5^{\circ}\text{C}$ (im Winterhalbjahr in zusammen knapp 45%, im Sommerhalbjahr zusammen in knapp 30% aller Fälle; in zusammen rund 55% im Winterhalbjahr und knapp 40% aller Fälle sind die Temperaturabweichungen kleiner als $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$); aber auch hier streuen vor allem im

Sommerhalbjahr die Werte stark; weiters ist die Häufigkeitsverteilung im Sommerhalbjahr zu vergleichsweise niedrigeren Temperaturen am Hermannskogel hin verschoben).

Wesentlich besser ist die Übereinstimmung zur Radiosonde am Exelberg. Die Häufigkeitsverteilungen zeigen ein gut ausgeprägtes Maximum: Im Winterhalbjahr mißt der Exelberg am häufigsten tagsüber dieselbe Temperatur (knapp 25% aller Fälle, in zusammen rund 60% ist die Temperaturdifferenz nicht größer als $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$), nachts eine um bis zu $0,5^{\circ}\text{C}$ niedrigere Temperatur als die Radiosonde (in rund 35%; in rund 65% ist die Abweichung nicht größer als $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$). Auch am Exelberg ist die Übereinstimmung mit der Radiosonde im Sommerhalbjahr schlechter als im Winterhalbjahr und die tageszeitlichen Unterschiede sind dann größer: Tagsüber wird am häufigsten eine um 1°C höhere (in gut 20%), nachts eine um denselben Betrag niedrigere Temperatur (in ebenfalls gut 20%) gemessen. In zusammen knapp mehr (nachts) bzw. knapp unter (tagsüber) 45% weicht die Temperatur am Exelberg um weniger als $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ von der Radiosonde ab.

Einen Überblick über die durchschnittliche Abweichung der Temperatur an den Meßstellen zur freien Atmosphäre gibt, Tabelle 1. Angegeben sind die mittleren Temperaturdifferenzen samt Streuung in Abhängigkeit vom Halbjahr und von der Tageszeit. Ein negatives Vorzeichen bedeutet wieder, daß die Meßstelle kälter, ein positives, daß sie wärmer ist als die Radiosonde.

Tabelle 1: Mittlere Temperaturdifferenz ($^{\circ}\text{C}$) Meßstelle abzüglich Radiosonde in Abhängigkeit von Jahres- und Tageszeit. Werte in Klammer: Streuung.

	Winter		Sommer	
Station	Tag	Nacht	Tag	Nacht
AKH-Dach	2,5 (1,4)	1,9 (1,3)	2,1 (1,1)	1,5 (1,5)
Hermannskogel	1,7 (1,6)	0,0 (1,3)	2,2 (1,3)	-0,6 (1,5)
Exelberg	0,2 (1,2)	-0,5 (1,2)	0,4 (1,0)	-0,9 (1,0)
Hohe Wand	1,5 (2,0)	-0,6 (1,5)	2,4 (2,3)	-1,9 (1,5)
Rax	-0,5 (1,7)	-1,6 (1,7)	0,8 (2,1)	-2,3 (1,3)

Auch aus Tabelle 1 ist die „Überwärmung“ der Station AKH-Dach klar ersichtlich; der Exelberg stimmt tagsüber im Mittel am besten mit der freien Atmosphäre überein, auch die Streuung ist hier immer kleiner als an den übrigen Stationen. Nachts hingegen ist im Durchschnitt der Hermannskogel den Verhältnissen in der freien Atmosphäre am ähnlichsten, jedoch ist die Streuung relativ groß. Hohe Wand und Rax weichen erwartungsgemäß relativ stark von den Verhältnissen in der freien Atmosphäre ab: Erstens wegen ihrer großen

Entfernung, zweitens ist aus den tages- und jahreszeitlichen Unterschieden deutlich der Einfluß des Untergrunds auf die Temperaturmessung ersichtlich (die Messungen erfolgen in der Normhöhe von 2 m über Grund).

Die Ergebnisse stehen in Einklang mit jenen aus dem Vergleich mit den Fesselballonmessungen; auffällig aber ist, daß der Exelberg nachts vergleichsweise eher unerwartet niedrige Temperaturen mißt (immerhin befindet sich der Meßgeber in rund 60 m über Grund, eine Beeinflussung durch den Untergrund sollte nicht mehr gegeben sein). Aus dem Fesselballonvergleich hätte man nachts eine bessere Übereinstimmung erwartet.

6.1.2.1.2 Abhängigkeit der Temperaturabweichungen von der Windgeschwindigkeit

Abbildung 23 zeigt mittlere Temperaturdifferenzen in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit, die von der Radiosonde in der jeweiligen Höhe der entsprechenden Vergleichsstation gemessen wurden. Situationen, die in weniger als 10 Fällen vorkommen, sind in der Abbildung wieder gekennzeichnet und haben nur geringe Aussagekraft.

Auch hier ist die „Überwärmung“ der Station AKH-Dach infolge der Abluft an den großen Temperaturabweichungen besonders bei schwachem Wind ersichtlich.

Interessanterweise zeigt vor allem die Hohe Wand trotz ihrer großen Entfernung das zu erwartende Bild mit relativ großen Temperaturdifferenzen bei niedriger, kleiner werdenden Differenzen bei zunehmender Windgeschwindigkeit.

Die Stationen Hermannskogel und Exelberg entsprechen nur tagsüber den Erwartungen. Nachts hingegen treten am Hermannskogel im Sommerhalbjahr, am Exelberg ganzjährig, besonders deutlich aber auch im Sommerhalbjahr, die größten (negativen) Temperaturabweichungen im Durchschnitt bei hoher Windgeschwindigkeit auf: Der Hermannskogel mißt dann im Mittel um bis zu $1,5^{\circ}\text{C}$, der Exelberg im Winterhalbjahr eine um bis zu rund 1°C , im Sommerhalbjahr eine um bis zu $1,5^{\circ}\text{C}$ niedrigere Temperatur als die Radiosonde.

Insbesondere für den Exelberg ist dieses Ergebnis überraschend: Zeigt doch der Vergleich mit dem Fesselballon schon bei relativ schwachem Wind eine recht gute Übereinstimmung der Temperaturwerte; umso mehr wäre für starken Wind, wo sich lokale Eigenheiten kaum ausprägen können, eine mindestens so gute Übereinstimmung zu erwarten. Die ebenfalls untersuchten Monatsmittelwerte der Temperaturabweichungen des Exelbergs von der Radiosonde lassen keine Trends erkennen, sodaß eher nicht anzunehmen ist, daß zeitweise (aber nicht während der Fesselballonmessungen) Meßfehler aufgetreten sind.

Studien der Überströmung von Bergzügen bei stabiler Schichtung zeigen, daß bei Föhn infolge von Absinkvorgängen und dadurch verursachter adiabatischer Erwärmung im Lee (windabgewandte Seite) höhere Temperaturen auftreten als in gleicher Höhe luvseitig bzw. über dem Bergücken (Vergeiner et al., 1982, Steinacker, 1983, Seibert, 1985). „Föhnige Effekte“ leewärts des Wienerwalds bei Südostwind wurden für das Tullnerfeld von Seibert anhand einer Einzelfallanalyse (ALPEX-Experiment) gefunden: In Tulln wurde infolge des Föhneffekts eine um 2°C höhere Temperatur als in Wien gemessen. Umgekehrt erscheint ein ähnlicher „Föhneffekt“ für den Raum Wien bei Westwind durchaus möglich.

Tabelle 2 enthält eine Zusammenstellung der Zahl der Radiosondenaufstiege in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in 575 m für alle Windrichtungen, sowie für Winde aus Südwest bis Nordwest (Radiosonde im Lee) und solche aus Nordost bis Südost (Radiosonde im Luv). Aus ihr ist ersichtlich, daß fast keine Fälle vorkommen, wo die Radiosonde Wind aus Nordost bis Südost mit einer Geschwindigkeit von mehr als 10 m/s mißt. Umgekehrt kommt bei einer überwiegenden Zahl von Aufstiegen mit derartig hohen Windgeschwindigkeiten der Wind aus Südwest bis Nordwest. Wenngleich ein direkter Temperaturvergleich für luv- und leeseitige Anströmung aus diesem Grunde nicht möglich ist, kann aus dem Umstand, daß hohe Windgeschwindigkeiten hauptsächlich bei Winden aus westlicher Richtung auftreten, geschlossen werden, daß sich der Temperaturunterschied zwischen freier Atmosphäre und Exelberg bei hohen Windgeschwindigkeiten tatsächlich aus einem Föhneffekt bei Westwind erklären könnte; dies umso mehr, als der Exelberg vor allem nachts (und dann besonders im Sommerhalbjahr) kälter ist als die freie Atmosphäre, somit in Fällen, wo die Schichtung häufig stabil ist (vgl. Abschnitt 6.1.2.1.1). Stabile Schichtung ist eine Voraussetzung für die Wirksamkeit des Föhneffekts. Tagsüber, wenn die Schichtung vergleichsweise labiler ist, ein Föhneffekt im allgemeinen also nicht so deutlich ausgeprägt sein sollte, mißt der Exelberg bei hohen Windgeschwindigkeiten eine nahezu gleiche Temperatur wie die Radiosonde.

Ein „kühlender Effekt“ für den Bereich des Gipfelzuges des Wienerwalds wäre zudem durch adiabatische Abkühlung infolge von Hebungsprozessen bei Überströmen des Bergzuges bei stabiler Schichtung (unabhängig von der Windrichtung) und bei geringerer Erwärmung infolge im Vergleich zur Ebene vermindertem Absinken bei „föhnigen Effekten“ bei Südströmung (Überströmen des Kammes Rax-Semmering-Wechsel, Seibert, 1985) möglich.

Tabelle 2: Zahl der Radiosondenaufstiege während der gesamten Auswerteperiode in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und Windrichtung in 575 m.

		Windgeschwindigkeit (m/s)											
		0	1	2	3	4	5	7,5	10	15	20	25	>25
Sommer, Tag													
alle Windr.		5	10	28	49	64	62	118	69	49	5	1	0
NE-SE-Wind		0	7	13	16	18	14	22	6	0	0	0	0
SW-NW-Wind		0	1	4	13	22	21	48	33	33	5	1	0
Sommer, Nacht													
alle Windr.		3	6	27	47	45	51	116	75	74	8	4	1
NE-SE-Wind		0	1	9	11	10	6	12	1	0	0	0	1
SW-NW-Wind		0	0	5	12	13	17	30	40	50	8	4	0
Winter, Tag													
alle Windr.		1	4	10	37	36	34	85	51	66	23	7	0
NE-SE-Wind		0	1	3	10	5	6	10	0	2	0	0	0
SW-NW-Wind		0	0	4	8	9	9	44	28	44	22	7	0
Winter, Nacht													
alle Windr.		0	4	12	34	27	30	73	69	70	28	10	1
NE-SE-Wind		0	0	1	8	5	7	7	3	0	0	0	0
SW-NW-Wind		0	1	5	8	6	4	29	37	47	27	10	1

Auch an der Rax werden besonders nachts, in geringerem Ausmaß auch tagsüber, bei hohen Windgeschwindigkeiten niedrigere Temperaturen als in der freien Atmosphäre gemessen. Wegen der großen Entfernung und wegen Modifikationen der Temperatur- und Windverhältnisse durch den Untergrund ist hier aber Vorsicht bei der Interpretation geboten. Große Entfernung und Modifikationen der Windverhältnisse sind vermutlich auch der Grund,

daß eine Abhängigkeit der Temperaturdifferenzen von der Windgeschwindigkeit kaum erkennbar ist.

6.1.2.1.3 Abhängigkeit der Temperaturabweichungen vom Bedeckungsgrad

Abbildung 24 ist zu entnehmen, daß - mit Ausnahme von AKH-Dach (Sommer und Winter) und Rax (nur Winter) - erwartungsgemäß im Durchschnitt tagsüber die größten positiven, nachts die größten negativen Temperaturdifferenzen bei geringem Bedeckungsgrad auftreten. Mit zunehmendem Bedeckungsgrad, besonders bei bedecktem Himmel, sind die Temperaturdifferenzen relativ klein. Der Grund dafür liegt in der nächtlichen Abstrahlung bzw. in der Erwärmung der hangnahen Luftschichten infolge Einstrahlung tagsüber. Mit zunehmender Bewölkung werden Ein- wie Ausstrahlung vermindert.

Ausnahmen sind hier die Meßstelle AKH-Dach, die wie immer grundsätzlich zu hohe Temperaturen mißt; sowie die Rax, die im Winterhalbjahr im Durchschnitt immer zu niedrige Temperaturen mißt.

Am Hermannskogel ist zu beiden Jahreszeiten tagsüber deutlich die „Überwärmung“ infolge der Einstrahlung zu erkennen; lediglich bei bedecktem Himmel beträgt die Temperaturabweichung im Durchschnitt nur knapp 1°C. Nachts hingegen sind die Temperaturdifferenzen im Durchschnitt sehr klein, größere Differenzen treten dann nur bei geringer Bewölkung auf.

Der Exelberg weist tagsüber im Durchschnitt die kleinsten Temperaturdifferenzen auf. Der Umstand, daß bei niedrigen Bedeckungsgraden die Station tagsüber gegenüber der freien Atmosphäre stärker „überwärmt“ ist als bei hohen Bedeckungsgraden, zeigt, daß auch hier trotz der großen Meßhöhe über Grund tagsüber ein Einfluß der Einstrahlung gegeben ist (wohl wesentlich infolge der Erwärmung des Betonturms).

Für die Nacht fällt auch an dieser Statistik auf, daß der Exelberg eine um rund 1°C zu niedrige Temperatur mißt (besonders markant im Sommerhalbjahr). Aus dem Umstand, daß diese Temperaturdifferenz im Sommerhalbjahr kaum, Winterhalbjahr überhaupt nicht vom Bedeckungsgrad abhängt, weiters der Meßfühler ventiliert ist, kann geschlossen werden, daß der Strahlungsfehler (Abkühlung des Gebers durch nächtliche Ausstrahlung) jedenfalls klein sein muß. Offensichtlich machen sich auch hier die in Abschnitt 6.1.2.1.2 diskutierten Föhn- und „Überströmungseffekte“ bemerkbar. Sicherheitshalber wäre jedoch eine Überprüfung der Meßgenauigkeit des Temperaturgebers am Exelberg anzuraten.

An der Hohen Wand ganzjährig und an der Rax nur im Sommerhalbjahr sind die typischen Temperaturunterschiede bei niedrigen Bedeckungsgraden erwartungsgemäß recht groß. Auf der Rax werden im Winterhalbjahr tagsüber hingegen auch bei niedrigem Bedeckungsgrad im

Durchschnitt relativ niedrige Temperaturen gemessen; die Einstrahlung wird zu dieser Jahreszeit nicht so wirksam, zudem könnte die dann im Regelfall vorhandene Schneedecke kühlend wirken.

6.1.2.2 Wind

Der Vergleich der Windverhältnisse zwischen Radiosonde und Meßstellen erfolgt anhand von Gleichzeitigkeitssauszählungen (Gleichzeitigkeitsmatrizen). Die Windgeschwindigkeit wurde für Windgeschwindigkeiten bis 5 m/s in Klassen von 1 m/s, für den Bereich von mehr als 5 m/s bis 10 m/s in Klassen von 2,5 m/s, für mehr als 10 m/s in Klassen von 5 m/s ausgewertet; die Windrichtung wurde in Klassen zu 30° zusammengefaßt.

Anhand der Gleichzeitigkeitsmatrizen können einige statistische Parameter, die Aussagen über die Häufigkeit, mit der eine bestimmte Windgeschwindigkeit bzw. -richtung an Radiosonde und Meßstelle gleichzeitig auftritt, abgeleitet werden: Die *Spur* gibt die Häufigkeit an, mit der die Windrichtungen bzw. -geschwindigkeiten gleichzeitig an der Radiosonde und der Meßstelle innerhalb der gleichen Klasse liegen, d.h. Windrichtung bzw. -geschwindigkeit sind dann (je nach Klassengröße) „annähernd gleich“. Die *erweiterte Spur* nimmt zur gleichen Klasse noch je eine beobachtbare (größere und kleinere) Klasse dazu, d. h. sie gibt die Häufigkeit, mit der Windrichtung bzw. -geschwindigkeit an beiden Meßsystemen „ähnlich“ sind bzw. nicht „zu stark“ von einander abweichen. Für die Windgeschwindigkeit wurde zudem noch die *Summe unten* (Häufigkeit, mit der der Wind an der Station schwächer ist, als an der Radiosonde) bzw. die *Summe oben* (Häufigkeit, mit der der Wind an der Station stärker ist, als an der Radiosonde) berechnet. Die *Differenz* (Summe unten abzüglich Summe oben) gibt die Häufigkeit, mit der an der Meßstelle schwächerer Wind (Differenz positiv) oder stärkerer Wind (Differenz negativ, tritt hier aber nie auf) als an der Radiosonde überwiegt. (Für die Windrichtung ist die Berechnung von Summen und Differenz nicht sinnvoll). Die statistischen Parameter sind für die Windrichtung in Tabelle 3, für die Windgeschwindigkeit in Tabelle 4 zusammengefaßt.

Tabelle 3: Statistische Gleichzeitigkeitsparameter (Promille, Erläuterung siehe Text) für die Windrichtung.

	Spur	Erweiterte Spur
Hermannskogel		
Winter, Tag	188	516
Winter, Nacht	142	361
Sommer, Tag	122	359
Sommer, Nacht	152	413
Exelberg		
Winter, Tag	260	690
Winter, Nacht	203	564
Sommer, Tag	258	592
Sommer, Nacht	287	730
Hohe Wand		
Winter, Tag	255	661
Winter, Nacht	263	568
Sommer, Tag	221	555
Sommer, Nacht	250	588
Rax		
Winter, Tag	265	676
Winter, Nacht	307	673
Sommer, Tag	243	570
Sommer, Nacht	240	609

Tabelle 4: Statistische Gleichzeitigkeitsparameter (Promille, Erläuterung siehe Text) für die Windgeschwindigkeit.

	Spur	Erw. Spur	Summe u.	Summe o.	Differenz
Hermannskogel					
Winter, Tag	79	223	889	32	857
Winter, Nacht	92	224	866	42	824
Sommer, Tag	87	306	878	35	843
Sommer, Nacht	139	315	810	51	759
Exelberg					
Winter, Tag	276	682	636	88	548
Winter, Nacht	236	624	641	123	518
Sommer, Tag	388	780	464	148	316
Sommer, Nacht	277	635	489	234	255
Hohe Wand					
Winter, Tag	51	191	893	56	837
Winter, Nacht	48	174	914	38	876
Sommer, Tag	120	353	723	157	566
Sommer, Nacht	110	292	814	76	738
Rax					
Winter, Tag	54	194	892	54	838
Winter, Nacht	82	330	810	108	702
Sommer, Tag	73	278	836	91	745
Sommer, Nacht	130	434	646	224	422

Die Tabellen zeigen das schon aus dem Vergleich mit dem Fesselballon zu erwartende Ergebnis: Der Exelberg erfaßt die Windverhältnisse in der freien Atmosphäre am besten von allen untersuchten Stationen: Je nach Tages- und Jahreszeit weicht die Windrichtung in 20 bis knapp 30% aller Fälle um weniger als 30° (Spur) von jener in der freien Atmosphäre ab. Diese Häufigkeit erscheint nicht übermäßig groß, aber immerhin in rund 60 bis gut 70% ist die Windrichtung ähnlich (erweiterte Spur). In knapp 25 bis knapp 40% ist die Windgeschwindigkeit annähernd gleich (Spur), in gut 60 bis knapp 80% ähnlich (erweiterte Spur).

Überraschend ist, daß die am entferntesten gelegene Station Rax die Windrichtung, wie sie von der Radiosonde gemessen wird, ungefähr gleich gut erfaßt wie der Exelberg! Je nach Tages- und Jahreszeit weicht hier in knapp 25% bis rund 30% die Windrichtung um weniger als 30° (Spur) bzw. in 57% bis knapp 70% um weniger als 90° (erweiterte Spur) von der Radiosonde ab. Auch die Hohe Wand erfaßt die Windrichtung annähernd gleich gut (je nach Tages- und Jahreszeit geringfügig besser oder schlechter) als der Exelberg (sie ist hier in rund 20 bis gut 25% aller Fälle annähernd gleich, in gut 55 bis gut 65% ähnlich). Der Grund für die relativ gute Übereinstimmung dürfte darin liegen, daß die Windverhältnisse in dieser Höhe im wesentlichen von den großräumigen synoptischen Verhältnissen geprägt sind. Infolge der freien Lage der Bergstationen wirken sich lokale Gegebenheiten auf die Windgeschwindigkeit, kaum aber auf die Windrichtung aus: Hohe Wand und Rax messen systematisch niedrigere Windgeschwindigkeiten als die Radiosonde (je nach Tages- und Jahreszeit in gut 40 bis gut 80% aller Fälle). In nur maximal gut 10% sind die Windgeschwindigkeiten annähernd gleich, in knapp 20 bis maximal gut 40% sind sie ähnlich.

Am schlechtesten ist die Übereinstimmung von Windrichtung und -geschwindigkeit zur Radiosonde am Hermannskogel: In weniger als 20% mißt der Hermannskogel eine annähernd gleiche, in meist deutlich unter 50% eine ähnliche Windrichtung als die Radiosonde; in gut 80% ist die Windgeschwindigkeit im Vergleich zur Radiosonde zu niedrig.

Die genaue Analyse der vollständigen Gleichzeitigkeitsmatrizen zeigt die größten Diskrepanzen zwischen Radiosonde und den Meßstellen Exelberg und Hermannskogel vor allem bei Radiosondenwind aus nordwestlichen Richtungen. Vor allem der Hermannskogel, aber auch der Exelberg, können dann häufig auch Winde aus anderen Richtungen, bevorzugt aus Südost, messen. Man hat den Eindruck, als würde ungefähr in der Höhe dieser beiden Meßstellen häufig ein Übergang von den, von lokalen Verhältnissen geprägten, bodennahen Luftschichten (mit häufigem Südostwind) zu jener höher gelegenen Schicht stattfinden, die durch die großräumige Strömung geprägt ist. Immerhin befinden sich in dieser Höhe auch häufig Inversionen, es zeigt also auch der vertikale Temperaturverlauf häufig eine Diskontinuität (vgl. Abschnitt 6.3.2.2). Auch dies ist ein Hinweis für den in Abschnitt 6.1.2.1.2 diskutierten Föhneffekt: Wind aus westlicher Richtung greift über der Ebene, wo die Radiosonde bei

Westwind steigt, offensichtlich weiter nach unten durch als über dem Wienerwald. Am Hermannskogel könnte zudem noch die relativ geringe Höhe des Windgebers über den Baumkronen modifizierend auf den Wind wirken.

Wohl wesentlich infolge der Bodenreibung ist die Windgeschwindigkeit im Durchschnitt an allen Meßstellen häufig schwächer als in der freien Atmosphäre (die Differenz ist immer positiv).

6.2 Schlußfolgerungen

Die Analysen des horizontalen Temperatur- und Windfelds sowie der Vergleich der in der freien Atmosphäre gemessenen Werte mit jenen an den Hangstationen zeigen als erstes, daß einige Meßstellen systematische Abweichungen (aus unterschiedlichen Ursachen) aufweisen und daher für eine Erfassung der Vertikalstruktur der Atmosphäre nicht in Frage kommen:

1) Die Station Hermannskogel erfaßt die Windverhältnisse der freien Atmosphäre nur schlecht und mißt tagsüber deutlich zu hohe Temperaturen; sie läßt daher (mit Ausnahme der Temperatur nachts, wo die Übereinstimmung gut ist) keinen Schluß auf die Vertikalstruktur der Atmosphäre zu.

2) Die Meßstelle AKH-Dach mißt infolge der im Nahbereich des Gebers emittierten Abluft zu hohe Temperaturen (besonders bei windschwachem und kaltem Wetter). Auch diese Meßstelle liefert kein realistisches Bild.

3) Die Spittelau dürfte systematisch eine um rund 0,5 bis 1°C zu hohe Temperatur messen; eine meteorologische Ursache dafür konnte nicht gefunden werden, am ehesten scheinen Meßfehler vorzuliegen. Im Vergleich zu den anderen, physikalisch bedingten Temperaturunterschieden in der Stadt (Wärmeinsel) ist die Temperaturabweichung an der Spittelau betragsmäßig nicht übermäßig groß. Da die Ungenauigkeiten vermutlich auf systematische Meßfehler zurückzuführen sind, wird für die weiteren Untersuchungen auch diese Station verworfen.

Der Exelberg erfaßt die Wind- und Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre im allgemeinen recht gut; aber auch hier zeigt der Vergleich mit der Radiosonde, daß vor allem nachts bei starkem Wind am Exelberg eine um rund 0,5 bis 1°C niedrigere Temperatur als in der freien Atmosphäre gemessen wird (vermutlich infolge eines Föhneffekts). Wohl wesentlich wegen der Aufheizung des Betonturms bei Sonneneinstrahlung mißt der Exelberg tagsüber vergleichsweise zu hohe Temperaturen. Die „Überwärmung“ der Meßstelle tagsüber könnte eventuell durch eine Verlegung des Gebers auf die Nordseite des Turms vermindert werden.

Im Durchschnitt mißt der Exelberg tagsüber eine um $0,2^{\circ}\text{C}$ (Winter) bis $0,4^{\circ}\text{C}$ zu hohe, nachts eine um $0,5$ (Winter) bis $0,9^{\circ}\text{C}$ (Sommer) zu niedrige Temperatur. Geht man von der Annahme aus, daß die Temperaturmessungen in der Stadt fehlerfrei sind, so bewirken die durchschnittlichen, am Exelberg zu erwartenden Temperaturabweichungen einen Fehler im mittleren, auf die gesamte Höhengschicht zwischen der Stadt und dem Exelberg bezogenen Temperaturgradienten von rund $0,05^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Winter, tagsüber) bis $-0,22^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Sommer, nachts) - also relativ kleine Werte.

Die größten, selten vorkommenden Temperaturdifferenzen zur freien Atmosphäre liegen tagsüber bei rund 3°C , nachts bei -4°C . Die größten Temperaturabweichungen tagsüber treten bevorzugt bei schwachem Wind und starker Sonneneinstrahlung auf, wenn der Betonkörper des Turms stark aufgeheizt wird. Der Fehler im Gradienten liegt dann bei $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Es ist jedoch anzunehmen, daß dann auch die bodennahen Luftschichten im Bereich der Stadtstationen „überwärmt“ sind, also ebenfalls infolge des Einflusses ihrer Umgebung erhöhte Temperaturen messen. Entsprechend dieser Überlegung sollte der oben angeführte, in ungünstigen und eher selten Fällen auftretende Fehler im vertikalen Temperaturgradienten eher eine Obergrenze darstellen.

Nachts sind die größten Temperaturabweichungen bei zufälligen Schwankungen der Temperatur infolge turbulenter Durchmischung oder infolge von Vertikalbewegungen der Inversion zu erwarten. Sie sind daher nicht als „Fehler“ zu werten.

Immerhin aber zeigen diese Überlegungen auch, daß bei Messungen an so massiven Betontürmen eine zu enge vertikale Auflösung sinnlos ist. Dies würde auch für den Donauturm gelten.

6.3 Untersuchungen der Vertikalstruktur der bodennahen Atmosphäre über Wien anhand eines Vergleichs der Stadtstationen mit den Meßwerten vom Exelberg

6.3.1 Der Jahresgang der vertikalen Temperaturstruktur

Der Jahresgang der vertikalen Temperaturstruktur, wie er sich aus einem Vergleich der Stationen Hohe Warte, Innere Stadt, EBS und Großenzersdorf mit dem Exelberg ergibt, wird anhand von Monatsmittel- und Extremwerten (Abbildung 25) und Häufigkeitsverteilungen für das Winter- und Sommerhalbjahr (Abb. 26) diskutiert. Die gemäß Abschnitt 6.2 verworfenen Stationen werden hier nicht mehr behandelt. Die berechneten Temperaturgradienten geben natürlich nur Aufschluß über die durchschnittliche Temperaturabnahme im gesamten Höhenniveau zwischen den Stadtstationen und dem Exelberg; Feinstrukturen lassen sich hier nicht erkennen.

Im Monatsmittel nimmt die Temperatur (Abb. 25) von den Stadtstationen zum Exelberg hin immer ab. Am stärksten ist die Temperaturabnahme an der von der städtischen Wärmeinsel am deutlichsten beeinflussten Station Innere Stadt, gefolgt von der Hohen Warte und der Meßstelle EBS-Simmering; im Vergleich dazu relativ gering ist sie im Durchschnitt an der Station Großenzersdorf. Im Jahresgang wird über der Inneren Stadt während der Frühlingsmonate im Monatsmittel nahezu eine adiabatische Temperaturabnahme mit der Höhe ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) erreicht; während der Wintermonate ist die Temperaturabnahme mit der Höhe an allen Stationen im Durchschnitt geringer als im Sommerhalbjahr.

Fälle mit besonders starker Temperaturzunahme mit der Höhe (teilweise um bis zu mehr als $3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) treten an den Stationen EBS-Simmering, Innere Stadt und Hohe Warte bevorzugt während der Wintermonate auf. Für Großenzersdorf ist ein solcher Trend nicht erkennbar (Vorsicht: kurze Beobachtungsperiode!). Fälle mit besonders starker Temperaturabnahme mit der Höhe (um bis zu $-2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) treten bevorzugt während der Sommermonate auf.

Auch an den Häufigkeitsverteilungen der Temperaturgradienten (Abb. 26) lassen sich die jahreszeitlichen Unterschiede und die Wirkung der städtischen Wärmeinsel studieren: Grundsätzlich treten Fälle mit stärkerer Temperaturabnahme mit der Höhe im Sommerhalbjahr häufiger auf als im Winterhalbjahr, Fälle mit stärkerer Temperaturzunahme mit der Höhe verhalten sich genau umgekehrt. Nur geringe jahreszeitliche Unterschiede werden über der Inneren Stadt beobachtet.

Über der Inneren Stadt treten zu beiden Jahreszeiten adiabatische Temperaturgradienten ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) mit einer Häufigkeit von knapp 60% weitaus am häufigsten auf. Adiabatische Gradienten sind an den Meßstellen EBS-Simmering und Hohe Warte (hier aber nur im Sommerhalbjahr) ebenfalls am häufigsten (die Häufigkeit liegt aber nur mehr bei rund 30%; vor allem stabilere Gradienten treten dann vergleichsweise häufiger auf); über Großenzersdorf und über der Hohen Warte im Winterhalbjahr sind schwach stabile Gradienten um $-0,8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ am häufigsten. Überadiabatische Gradienten treten mit - Ausnahme der EBS-Simmering im Sommer - nur sehr selten auf.

6.3.2 Der Tagesgang der vertikalen Temperaturstruktur

Die mittleren Tagesgänge der Temperaturgradienten sind, getrennt für Sommer- und Winterhalbjahr, in Abbildung 27 zusammengefaßt. Sie zeigen grundsätzlich das zu erwartende Bild mit relativ stabiler Schichtung nachts, beginnender Labilisierung ungefähr zur Zeit des Sonnenaufgangs und einsetzender Stabilisierung schon einige Stunden vor Sonnenuntergang (Ausnahme: Innere Stadt; hier setzt die Stabilisierung erst mit deutlicher Verzögerung ein). Wie schon mehrfach festgestellt, unterscheiden sich die Verhältnisse zwischen Hoher Warte

und EBS-Simmering kaum. Die Abbildungen zeigen weiters erstens den Einfluß der städtischen Wärmeinsel auf die vertikale Temperaturstruktur; zweitens den Einfluß abgehobener Inversionen im Winterhalbjahr; und drittens bei einigen Stationen den Einfluß der Einstrahlung. Im folgenden werden diese drei Punkte näher diskutiert.

6.3.2.1 Der Einfluß der städtischen Wärmeinsel auf die vertikale Temperaturstruktur

Infolge der städtischen Wärmeinsel ist die Schichtung über der Inneren Stadt im Durchschnitt deutlich labiler, über Großenzersdorf deutlich stabiler (Abb.27). Besonders eindrucksvoll kommt die Wirkung der städtischen Wärmeinsel zum Ausdruck, wenn man die „Inversionshäufigkeit“ (Abbildung 28) und die Häufigkeit „labiler Schichtung“ (Abbildung 29) untersucht. Unter „Inversionen“ wurden Fälle mit Temperaturgradienten größer gleich $0^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, also Fälle mit Temperaturzunahme mit der Höhe inclusive Isothermien, unter „labiler Schichtung“ Fälle mit Temperaturgradienten kleiner gleich $-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (d.h. die Temperatur nimmt um mindestens 1°C pro 100 m Höhenzunahme ab) ausgewertet. Insbesondere hier gilt, daß die Statistiken lediglich auf dem Temperaturvergleich der Stadtstationen mit dem Exelberg beruhen, also Mittelwerte über die gesamte Höhengschicht sind. So sind durchaus z.B. seichte Inversionen möglich, wo trotzdem die Temperatur am Exelberg niedriger ist als in der Stadt, d.h. die hier angeführte „Inversionshäufigkeit“ ist eher als „Maßzahl“ für die tatsächliche Inversionshäufigkeit zu verstehen; sie umfaßt nur hinreichend mächtige bzw. hinreichend intensive Inversionen. Sinngemäß ist auch die Häufigkeit „labiler Schichtung“ als Maßzahl zu interpretieren.

Da die vertikale Temperaturverteilung wesentlich vom Bedeckungsgrad beeinflusst wird, wurden die Häufigkeiten sowohl für alle Tage als auch für Fälle, wo der Bedeckungsgrad kleiner gleich 3 ist („Fälle mit geringer Bewölkung“), ermittelt.

Die Abbildungen zeigen, daß in allen Nächten die „Inversionshäufigkeit“ am Stadtrand, besonders über Großenzersdorf, rund dreimal so hoch, in Nächten mit geringer Bewölkung sogar rund viermal so hoch ist wie jene über der Inneren Stadt. Tagsüber sind die Unterschiede in der Inversionshäufigkeit gering. Umgekehrt tritt „labile Schichtung“ über der Inneren Stadt häufiger auf als am Stadtrand (im Winterhalbjahr an allen Tagen den ganzen Tag hindurch, im Sommerhalbjahr und bei geringer Bewölkung zu beiden Jahreszeiten vor allem nachts). Nachts tritt „labile Schichtung“ über Großenzersdorf und über der Hohen Warte grundsätzlich sehr selten auf.

Die doch recht markanten Auswirkungen der städtischen Wärmeinsel auf die vertikale Temperaturstruktur über Wien dürften vor allem auf Temperaturunterschiede in den bodennächsten Luftschichten zurückzuführen sein. So zeigen auch Untersuchungen der

Vertikalstruktur der Wärmeinsel von Bornstein, 1968, und Tyson et al., 1973, daß die größten Temperaturunterschiede unmittelbar über dem Boden, in Städten mit nicht zu hoher Verbauung im allgemeinen in einem Höhenbereich von wenigen 10 m über Grund auftreten. Mit zunehmender Höhe über Grund nehmen die Temperaturunterschiede ab. Hier ist insbesondere auch Abbildung 13 interessant, die eine markante Inversion in den untersten, wenige 10 m umfassenden Höhenbereich über der Wiese im Augarten zeigt: Die Temperatur nimmt innerhalb diesem geringen Höhenbereich um rund 5°C zu! Derartige Temperaturprofile sind durchaus typisch für windschwaches, wolkenarmes Wetter und kein Einzelfall (Piringer, 1996, Kaiser, 1995). Über dichtverbautem Gebiet sollte diese seichte, aber markante Inversion nicht vorhanden sein und so zu den beobachteten Temperaturunterschieden führen. Wenn auch keine Direktmessungen vorliegen, kann man im allgemeinen immer dann, wenn im unverbauten Gebiet die Temperatur deutlich kleiner ist, als auf der Hohen Warte, davon ausgehen, daß die Inversion relativ seicht ist.

Nicht so eindeutig sind die Verhältnisse bei labiler Schichtung, also vor allem auch tagsüber: Im Falle von nahezu labiler Schichtung wird die „Überwärmung“ der dichtverbauten Stadtgebiete einer weitaus mächtigeren Luftschicht zuteil und kann sich somit bis in recht große Höhen auswirken: Ein Temperaturanstieg am Boden führt dann sofort zu überadiabatischer Schichtung und folglich zu vertikalem Luftaustausch, der die zugeführte Wärme rasch auf das gesamte, am Luftaustausch beteiligte Luftvolumen verteilt. Die Labilisierung infolge der Wärmeinsel kann sich also bis in wesentlich größere Höhe bemerkbar machen als die verzögerte Stabilisierung (bzw. verminderte Inversionshäufigkeit).

6.3.2.2 Der Einfluß abgehobener Inversionen auf den vertikalen Temperaturvergleich

Überraschend ist, daß im Sommerhalbjahr nachts im Durchschnitt stabilere Gradienten (Abb. 27) und „Inversionen“ (Abb. 28) häufiger auftreten als im Winterhalbjahr. Es dürfte dies eine Folge des häufigen Auftretens abgehobener Inversionen im Winter sein. Es ist nun eine Frage, ob bzw. wie weit der Exelberg in die Inversion „eintaucht“, ob er also noch eine niedrigere oder schon eine höhere Temperatur mißt als die Stadtstationen.

Abbildung 30 zeigt Häufigkeitsverteilungen von Inversionsunter- und -obergrenzen, wie sie aus den Radiosondenaufstiegen ermittelt wurden. Die Häufigkeiten sind bezogen auf die Zahl der Tage der Auswerteperiode und nicht auf die Zahl der Inversionen. Besonders im Winter werden im untersuchten Höhenbereich (ausgewertet wurden alle Inversionen mit einer Untergrenze unterhalb von 2000 m) häufig gleichzeitig mehrere Inversionen übereinander beobachtet. Die Summe der Häufigkeiten aller Höhenklassen ergibt daher nicht 100%; vielmehr geben die dargestellten Häufigkeiten jene Häufigkeit, mit der tagsüber bzw. nachts eine Inversionsunter- bzw. -obergrenze in der jeweiligen Höhenklasse aufgetreten ist. Die

Differenz zu 100% ist dann die Häufigkeit jener Tage, wo in der betrachteten Höhenklasse keine Inversionsunter- bzw. -obergrenze beobachtet wurde.

Bei der Interpretation der Abbildung zudem zu beachten, daß die Klasseneinteilung der Höhen der Inversionsunter- wie -obergrenzen nicht einheitlich ist: Für den Bereich zwischen Boden und 1000 m wurden die Höhen in Klassen zu 50 m, für den darüber befindlichen Höhenbereich in Klassen zu 500 m zusammengefaßt. Die in allen Abbildungen enthaltenen „Häufigkeitsmaxima“ von Inversionsunter- wie -obergrenzen oberhalb von 1000 m erklären sich im wesentlichen aus der gröberen Klasseneinteilung (die Häufigkeiten in diesen Klassen wären durch 10 zu dividieren, um sie größenordnungsmäßig mit den Häufigkeiten unterhalb von 1000 m vergleichen zu können)!

Die Abbildung zeigt, daß nachts ab einer Höhe von 700 m Inversionsuntergrenzen im Winterhalbjahr häufiger, ab 1000 m sogar mehr als doppelt so häufig sind als im Sommerhalbjahr. Tagsüber treten im Sommerhalbjahr unterhalb von 1000 m Inversionsuntergrenzen überhaupt nur sehr selten auf. Abgehobene Inversionen stehen im Winterhalbjahr häufig im Zusammenhang mit der Obergrenze von Hochnebeldecken. Die Hochnebeldecke verhindert erstens die nächtliche Ausstrahlung des Erdbodens und erhöht zudem die Gegenstrahlung, sodaß als Folge des sich dann einstellenden Strahlungsgleichgewichts unterhalb der Hochnebeldecke befindliche Inversionen aufgelöst werden (Kaiser, 1987, 1995). Die inversionsauflösende Wirkung der Hochnebeldecke kommt in Abbildung 30 zwar nicht in der Häufigkeit von Nächten mit Bodeninversionen zum Ausdruck; wohl aber ist die Häufigkeit von Nächten mit Inversionsuntergrenzen unterhalb von rund 600 m, besonders aber im Höhenbereich unterhalb von 400 m im Winterhalbjahr deutlich kleiner als im Sommerhalbjahr. Die abgehobene Inversion an der Hochnebelobergrenze ist aber gemäß Abbildung 30 meist zu hoch, um vom Exelberg erfaßt zu werden, sodaß im Winterhalbjahr nachts die Schicht zwischen Stadt und Exelberg im Durchschnitt weniger stabil ist als im Sommerhalbjahr.

Hier erscheint nunmehr interessant, ob die Stationen Hohe Wand und Rax Hinweise über das Vorhandensein abgehobener Inversionen geben können. Abbildung 31 enthält Tagesgänge der „Inversionshäufigkeiten“ zwischen Exelberg und Hoher Wand bzw. Exelberg und Rax. Infolge der relativ großen Entfernung, sowie des großen Höhenunterschieds der Stationen zueinander, ist hier natürlich besondere Vorsicht bei der Interpretation erforderlich. Die Abbildungen zeigen als erstes ein markantes Maximum der „Inversionshäufigkeit“ auf der Hohen Wand tagsüber; dies ist eine Folge der „Überwärmung“ der Meßstelle; tagsüber erlauben die Temperaturmessungen auf der Hohen Wand also sicher keine Aussagen über das Vorhandensein von Inversionen. Nachts jedoch mißt die Hohe Wand, die Rax im Winterhalbjahr sogar ganztags niedrigere Temperaturen als die freie Atmosphäre. Die tatsächliche Inversionshäufigkeit sollte dann unterschätzt werden. Der Temperaturvergleich mit

dem Exelberg ergibt für die Hohe Wand eine „Inversionshäufigkeit“ bei knapp über 20% im Winter und rund 6% im Sommer. Die Häufigkeit von Inversionsuntergrenzen im Höhenbereich zwischen 550 m (Höhe Exelberg) und 1000 m (Höhe Hohe Wand) liegt nachts bei zusammen gut 40% (Winter) bzw. rund 30% (Sommer), tagsüber bei rund 35% (Winter) bzw. ca. 10% im Sommer (eine Addition der Häufigkeiten ist hier allerdings nicht korrekt und führt zu einer Überschätzung der Inversionsverhältnisse, da die Häufigkeiten auf die Zahl der Aufstiege bezogen sind, pro Aufstieg aber mehr als eine Inversion auftreten kann). Für die Rax fällt der Vergleich noch ungünstiger aus. Wie aus den Untersuchungen der Temperaturdifferenzen zur freien Atmosphäre kaum anders zu erwarten war, können die beiden Bergstationen bestenfalls Hinweise über sehr mächtige bzw. intensive abgehobene Inversionen geben. Die Kenntnis der Radiosondenaufstiege ist hier aber unerlässlich.

Auffällig in Abbildung 30 ist noch die große Häufigkeit von Inversionsuntergrenzen im Bereich zwischen 1500 und 2000 m im Sommer. Tagsüber treten praktisch nur in diesem Bereich Inversionsuntergrenzen auf (20% aller Tage). Diese relativ große Häufigkeit kann nicht alleine durch die große Klassenbreite (500 m) erklärt werden. Es dürfte dies die Obergrenze der von der Konvektion (thermische Turbulenz) bestimmten Mischungsschicht, die häufig von einer Inversion begrenzt wird, sein. Demgemäß tritt in derselben Höhenklasse auch ein Häufigkeitsmaximum von Inversionsobergrenzen auf, d.h. hier kommt die im allgemeinen nur geringe vertikale Mächtigkeit solcher Inversionen zum Ausdruck. Nachts, wenn keine Konvektion wirksam ist, ist die Häufigkeit von Inversionsunter- und -obergrenzen in dieser Höhe folglich wesentlich kleiner. Es können hier aber „Inversionsreste“ verbleiben.

Aus den Statistiken der Inversionsunter- und -obergrenzen sind zudem vor allem nachts, im Winterhalbjahr auch tagsüber (hier aber nur angedeutet) Häufigkeitsmaxima im Bereich zwischen 450 und 600 m erkennbar. Es sind dies im wesentlichen wohl jene Inversionen, die durch die Orographie des Wienerwalds geprägt werden. Im Sommer, nicht so deutlich bzw. etwas „verschmierter“ auch im Winter, tritt nachts ein markant ausgeprägtes Häufigkeitsmaximum von Inversionsobergrenzen im Bereich von 800 bis 900 m auf; offensichtlich wird ein Teil der „Inversionsluft“ auch über den Wienerwald „hinübergehoben“. Auch das ist ein Hinweis, daß die Luft, die den Wienerwald nachts überströmt, vor allem im Sommerhalbjahr häufig stabil geschichtet ist (vgl. die Überlegungen zu den Föhneffekten bei Überströmen des Wienerwalds, Abschnitt 6.1.2.1.2).

Zuletzt kann noch ein Vergleich der Häufigkeit von Inversionsuntergrenzen zwischen dem Bodenniveau und 550 m mit den in Abbildung 28 angeführten „Inversionshäufigkeiten“ für Hohe Warte und Exelberg gegeben werden: Inversionsuntergrenzen haben in diesem Höhenbereich nachts im Winter eine Häufigkeit von zusammen ca 45%, im Sommer ca 60%, tagsüber ca 11% (Winter) bzw. ca 3% (Sommer). Auch hier gilt, daß eine Addition der Häufigkeiten wegen des Vorkommens von Mehrfachinversionen nicht korrekt ist; immerhin

aber ist der betrachtete Höhenbereich nicht allzu groß. Die „Inversionshäufigkeiten“ gemäß dem Temperaturvergleich Hohe Warte-Exelberg betragen nachts rund 25% (Winter) bzw. knapp 40% (Sommer), tagsüber 10% (Winter) bzw. 0% (Sommer). Der Vergleich zeigt, daß die Temperaturmessungen an der Hohen Warte und dem Exelberg die tatsächliche Inversionshäufigkeit vor allem nachts doch deutlich unterschätzen. Wegen der recht guten Übereinstimmung der Temperaturmessungen am Exelberg mit der Radiosonde (Abschnitt 6.1) dürften diese Diskrepanzen im wesentlichen auf seichte, wenig intensive oder auf abgehobene Inversionen, in die der Exelberg nicht hinreichend weit eintaucht, zurückzuführen sein. Eine zusätzliche Station zwischen Stadtniveau und Exelberg wäre hier hilfreich. Jedenfalls zeigt sich hier auch die Schwierigkeit quantitativer Aussagen!

6.3.2.3 Der Einfluß der Sonneneinstrahlung auf den vertikalen Temperaturvergleich

In Abbildung 29 fällt auf, daß im Sommerhalbjahr die Häufigkeit „labiler Schichtung“ zwischen den Stationen Innere Stadt und Exelberg mittags ein Minimum im Tagesgang aufweist; eigentlich wäre zu dieser Zeit ein Häufigkeitsmaximum zu erwarten. Das Minimum ist bei wolkenarmem Wetter deutlicher ausgeprägt als an allen Tagen. Dieser untypische Tagesgang dürfte sich aus der Lage der Station Innere Stadt in der Straßenschlucht erklären: Morgens und am späteren Nachmittag wird die Meßstelle von der Sonne erreicht, mittags liegt sie im Schatten. Infolge der Beschattung mißt die Station im Durchschnitt gerade eine so viel geringere Temperatur, daß sich das an der Häufigkeit „labiler Schichtung“ bemerkbar macht; am durchschnittlichen Tagesgang (der alle, also auch stabile Gradienten umfaßt, Abb. 27) ist dieser Effekt an den stabileren Gradienten um 10 Uhr hingegen nur angedeutet (was auch darin begründet ist, daß stabile Gradienten tagsüber bevorzugt bei verminderter, labile bei starker Einstrahlung auftreten; im Durchschnitt über alle Fälle wird daher die morgendliche und nachmittägliche „Überwärmung“ der Station weitgehend weggeglättet).

Im Winterhalbjahr tritt dieser Effekt übrigens nicht auf; infolge der geringeren Sonnenhöhe wird die Station Innere Stadt nicht von der Sonne erreicht.

An den Tagesgängen der Temperaturgradienten (Abb. 27) fällt auf, daß an der Hohen Warte sowohl die vormittägliche Labilisierung, als auch die nachmittägliche Stabilisierung rascher vor sich geht, als an den anderen Stationen. Ebenso nehmen an der Hohen Warte morgens die „Inversionshäufigkeit“ vergleichsweise etwas rascher ab und die Häufigkeit „labiler Gradienten“ etwas rascher zu als an den Stationen EBS-Simmering und Großenzersdorf, abends „Inversionshäufigkeit“ rascher zu und „labile Schichtung“ rascher ab. Die Hohe Warte muß vormittags vergleichsweise etwas wärmer, nachmittags etwas kälter sein. Dies könnte ein Effekt der Lage der Station am Osthang, der Vormittags verstärkt, nachmittags abgeschwächt der Sonne ausgesetzt ist, sein. Abends mag zudem noch die Abschattung durch das Hann-Haus

und die Bäume eine Rolle spielen (vgl. dazu auch Abschnitt 4.2). Wie sehr dieser Effekt auf den Meßgarten lokal beschränkt ist, kann nicht beantwortet werden.

6.3.3 Abhängigkeit des vertikalen Temperaturvergleichs von relevanten meteorologischen Parametern

6.3.3.1 Windgeschwindigkeit

Die mittleren Temperaturgradienten in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit auf der Hohen Warte sind in Abbildung 32 zusammengefaßt. Starker Wind sollte zu guter Durchmischung der bodennahen Atmosphäre und folglich zu annähernd adiabatischen Temperaturgradienten führen. Auch hier gilt das Hauptinteresse nicht der physikalischen Erklärung der Temperaturschichtung, sondern, inwieweit der Temperaturvergleich der Stadtstationen mit den Exelberg zu den zu erwartenden Ergebnissen führt. Die Abhängigkeit der Gradienten von der Windrichtung wird daher auch hier nicht untersucht.

Abbildung 32 zeigt, daß im allgemeinen ab einer Windgeschwindigkeit von 4 m/s im Durchschnitt die Schichtung an allen Tages- und Jahreszeiten tatsächlich nahezu adiabatisch ist. Einzige Ausnahme ist die Station Großenzersdorf, vor allem im Sommerhalbjahr nachts: Hier ist dann auch noch bei höheren Windgeschwindigkeiten der Gradient im Durchschnitt stabil. Der Grund dafür liegt in der relativ großen Entfernung der Station zur Hohen Warte; es treten dann offensichtlich Fälle auf, wo der Wind zwar an der Hohen Warte, nicht aber in Großenzersdorf stark ist.

Bei schwachem Wind ist die Schichtung im Durchschnitt stabil (am wenigsten an der Inneren Stadt infolge der Wärmeinsel). Die tageszeitlichen Unterschiede sind dann im Sommerhalbjahr erwartungsgemäß größer als im Winterhalbjahr; überraschend ist, daß im auch Sommer bei schwachem Wind tagsüber der durchschnittliche Gradient stabil ist; infolge von Sonneneinstrahlung wären eigentlich labile Gradienten zu erwarten. Dies hängt aber vermutlich mit der Tag/Nacht-Trennung in den Auswerteprogrammen zusammen, welche streng nach Sonnenauf- und Untergangszeit erfolgt. Die Stabilisierung setzt aber schon vor Sonnenuntergang ein, ebenso dauern Inversionsauflösung bzw. Labilisierung vormittags einige gewisse Zeit (vgl. Abschnitt 6.3.2). Die vormittags noch bzw. nachmittags schon relativ stabile Schichtung macht sich in der Mittelung offensichtlich stärker bemerkbar als die Labilisierung zur Zeit des Temperaturmaximums.

Zusammenfassend zeigt der Temperaturvergleich der Stadtstationen mit dem Exelberg die zu erwartende Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit.

6.3.3.2 Bedeckungsgrad

Abbildung 33 enthält mittlere Temperaturgradienten in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad. Sie zeigen vor allem im Sommerhalbjahr relativ deutliche tageszeitliche Unterschiede: Bei geringer Bewölkung nachts relativ stabile, tagsüber deutlich labilere mittlere Gradienten. Mit zunehmender Bewölkung nehmen die tageszeitlichen Unterschiede ab, auch nachts sind die mittleren Gradienten dann labiler. Im Winterhalbjahr ist die Abhängigkeit der Gradienten vom Bedeckungsgrad schwächer ausgeprägt.

Auffällig ist noch die im Mittel recht stabile Schichtung bei Nebel (Bedeckungsgrad 9; Hochnebel fällt hier nicht darunter!): Der Nebelbildung geht fast immer Inversionsbildung voraus; zudem verzögert Nebel vormittags infolge der verminderten Einstrahlung die Inversionsauflösung.

Die Abhängigkeit der Temperaturgradienten vom Bedeckungsgrad zeigt zusammenfassend den zu erwartenden Einfluß der Strahlungsverhältnisse auf die vertikale Temperaturstruktur mit verstärkter nächtlicher Stabilisierung bzw. verstärkter Labilisierung tagsüber bei geringer Bewölkung und relativ ausgeglichenen Verhältnissen bei starker Bewölkung. Infolge des schwächeren Tagesganges der Strahlungsbilanz im Winter, bzw. des dann häufigen Auftretens von Hochnebel, der zudem ausgleichend auf die Strahlungsbilanz wirkt, sind die tageszeitlichen Unterschiede der Temperaturstruktur im Winter erwartungsgemäß kleiner.

6.4 Die Auswirkungen der vertikalen Temperaturstruktur auf die Schadstoffkonzentrationen

Für diesen Abschnitt wurden mittlere Schadstoffkonzentrationen in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten berechnet. Für die Immissionsmeßstellen im Westen der Stadt (Hohe Warte und AKH-Dach) war sinnvollerweise der Temperaturgradient Hohe Warte-Exelberg zu verwenden; für die Meßstellen Stephansdom, Kaiserebersdorf und Lobau wurden die Auswertungen zusätzlich jeweils anhand der Gradienten Innere Stadt-Exelberg, EBS-Simmering-Exelberg und Großenzersdorf-Exelberg vorgenommen. Die Statistiken zeigten, daß die Ergebnisse - mit Ausnahme der Lobau - kaum davon abhängen, welcher Gradient verwendet wird. Dies ist angesichts der in Abschnitt 4 diskutierten Unterschiede im Temperaturfeld in Wien doch etwas überraschend, dürfte sich aber wie folgt erklären:

- 1) Die Temperaturverhältnisse an der Meßstelle EBS-Simmering (Osten der Stadt) unterscheiden sich im Durchschnitt kaum von jenen an der Hohen Warte (im Westen).

2) Große Temperaturunterschiede im Stadtgebiet werden meist bei gut ausgebildeter städtischer Wärmeinsel vor allem nachts gemessen. Wie bereits mehrfach hingewiesen, treten diese Temperaturunterschiede im allgemeinen nur unmittelbar über dem Boden auf. Offensichtlich ist diese Schicht häufig so dünn, daß sie keinen signifikanten Einfluß auf die gemessenen Immissionskonzentrationen hat (jedenfalls für jene Immissionsmeßstellen, die hier verwendet wurden).

3) Tagsüber bewirkt die - in der Regel weniger deutlich als nachts ausgeprägte - Wärmeinsel eine verstärkte Labilisierung über dem dichtverbauten Stadtgebiet; die Durchmischung der bodennahen Atmosphäre scheint dann aber allgemein so gut zu sein, sodaß sich die zusätzliche Labilität über dem Stadtzentrum an den allgemein niedrigen Konzentrationen bodennah emittierter Schadstoffe kaum mehr bemerkbar macht.

4) Deutlich unterschieden vom übrigen Stadtgebiet sind die Temperaturverhältnisse in Großenzersdorf, insbesondere die Inversionshäufigkeit ist hier signifikant höher. Dies scheint der Grund dafür zu sein, daß es für die Meßstelle Lobau nicht gleichgültig ist, welchen Gradienten man verwendet.

5) Für Einzel- oder Extremsituationen gelten diese Überlegungen nicht; solche Situationen werden in Abschnitt 6.5 noch näher diskutiert.

Mit Ausnahme der Lobau wird daher im folgenden die Diskussion lediglich anhand des Gradienten Hohe Warte-Exelberg geführt.

6.4.1 Stickstoffmonoxid

Abbildung 34 zeigt für alle, im Stadtgebiet gelegenen Immissionsmeßstellen mit Ausnahme der Lobau im Durchschnitt sehr niedrige Konzentrationswerte bei labiler Schichtung (Temperaturgradienten kleiner gleich $-1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) und einen markanten Konzentrationsanstieg, je stabiler die Schichtung wird. Besonders markant ist diese Abhängigkeit im Winterhalbjahr; im Sommerhalbjahr, wenn die Konzentrationen generell niedrig sind, ist diese Abhängigkeit nicht so deutlich ausgeprägt (allgemein ist zu beachten, daß den Mittelwerten für extreme Gradienten (sowohl positive wie negative) wegen der geringen Häufigkeit solcher Fälle nur geringe Aussagekraft zukommt.).

Für die Lobau zeigt sich eine signifikante Abhängigkeit der Konzentration vom Temperaturgradienten im Winter tagsüber nur bei Verwendung des Gradienten Hohe Warte-Exelberg. Bei Verwendung des Gradienten Großenzersdorf-Exelberg hingegen ist kaum eine Abhängigkeit vorhanden. Es dürfte dies eine Folge seichter, aber intensiver Bodeninversionen sein, die über Großenzersdorf besonders häufig sind (vgl. die im Vergleich zu den anderen

Meßstellen große „Inversionshäufigkeit“ in Großenzersdorf, Abb. 28). Diese Inversionen dürften auch über der Lobau ähnlich häufig und meist gleichzeitig wie in Großenzersdorf auftreten und den Herantransport des NO zur Meßstelle offensichtlich weitgehend unterbinden (die Station ist emittententfern gelegen. NO, welches von ihr gemessen wird, muß daher über größere Distanzen herantransportiert werden. Befindet sich unterhalb jener Luftschicht, in der sich der Transport vollzieht, eine Inversion, so kann diese ein Herabmischen des NO zur Meßstelle weitgehend verhindern). Derartige seichte Inversionen sind an der Hohen Warte vergleichsweise selten. Fälle, wo in Großenzersdorf (bzw. in der Lobau) seichte, aber intensive Inversionen auftreten (welche die Station vom NO „abschatten“), werden bei Verwendung des Gradienten Hohe Warte-Exelberg offensichtlich zufällig verteilt. Bei Eliminierung des Effekts der seichten, NO-abschattenden Inversionen bleibt dann - abgeschwächt - die mittlere Zunahme der NO-Konzentration mit zunehmender Stabilität.

Im Sommerhalbjahr sind die Konzentrationen an der Lobau generell so klein, daß eine Abhängigkeit von der Stabilität kaum mehr zu erkennen ist.

Die NO-Konzentrationen an den Bergstationen Hermannskogel und Exelberg sind im Durchschnitt sehr klein, eine Abhängigkeit vom Temperaturgradienten ist daher - vor allem im Sommerhalbjahr - kaum zu erkennen. Besonders am Exelberg sind im Winterhalbjahr tagsüber im Durchschnitt höhere Konzentrationen bei mäßiger Temperaturabnahme mit der Höhe zu erkennen. Es sind dies jene Fälle, wo die vertikale Durchmischung der Atmosphäre gerade so wirksam ist, daß sie einen Transport von NO aus der Stadt zum Exelberg ermöglicht, wo sie aber noch nicht so stark ist, daß das NO zu sehr verdünnt wird: Bei labiler Schichtung und folglich starker Verdünnung sind die Werte daher im Durchschnitt wieder kleiner. Bei Temperaturzunahme mit der Höhe hingegen wird ein Transport von bodennah emittiertem NO zum Exelberg behindert, die Konzentrationswerte sind daher ebenfalls gering. Tendenziell zeigt der Hermannskogel im Winter tagsüber ein ähnliches Verhalten, die höchsten Konzentrationen treten aber bei vergleichsweise etwas stabilerer Schichtung auf.

Ein Überblick über den mittleren Tagesgang des NO, wie er sich infolge des Tagesgangs von Emission und vertikaler Temperaturschichtung ergibt, ist aus Abbildung 35 ersichtlich. Die Auswertung erfolgte für alle Tage, für Fälle mit „Inversion“ bzw. für „labile Schichtung“. Zu den Abbildungen ist zu bemerken, daß bei „Inversionen“ tagsüber und „labiler Schichtung“ nachts vielfach nur wenige Fälle vorliegen; für diese Zeiträume ist bei der Interpretation der Abbildungen daher Vorsicht geboten.

Die Abbildungen zeigen als erstes das bekannte Zusammenspiel von Emission und vertikaler Temperaturschichtung, welches an den Stationen im Stadtgebiet im allgemeinen zu zwei Konzentrationsspitzen morgens und abends führt: Ursache sind Verkehrsspitzen und meist stabile Schichtung. In Kaiserebersdorf dürfte die morgendliche Verkehrsspitze früher einsetzen als an den übrigen Stationen. Tagsüber nimmt die Konzentration ab infolge der meist labilen

Schichtung. Im Sommerhalbjahr ist die Schichtung zur abendlichen Verkehrsspitze meist noch nicht (hinreichend) stabil, die abendliche Konzentrationsspitze ist daher deutlich schwächer als im Winterhalbjahr und tritt zudem erst später auf, wenn die Schichtung allmählich stabil wird.

Infolge der meist noch stabilen Schichtung erfolgt der morgendliche Konzentrationsanstieg an den Bergstationen deutlich später; an der Lobau mag zudem die Zeit, die erforderlich ist, um das NO zur Meßstelle zu transportieren, eine Rolle für den verzögerten Konzentrationsanstieg spielen. An den Bergstationen bewirkt die bessere Durchmischung tagsüber eher einen Antransport von NO als eine Verdünnung, die Konzentration geht hier folglich vor allem im Winterhalbjahr tagsüber kaum zurück.

Bei „Inversionen“ (Achtung: Geänderte Konzentrationsskala in der Abbildung!) sind die NO-Konzentrationen vor allem an den Stationen im Stadtgebiet im Winterhalbjahr tagsüber, im Sommerhalbjahr während der Morgenspitze rund drei bis viermal so hoch wie an „allen Tagen“ (besonders an den Stationen Stephansdom, Hohe Warte und AKH-Dach; da der Gradient Hohe Warte-Exelberg verwendet wird, kann die „abschattende“ Wirkung der seichten Bodeninversionen an der Lobau hier nicht studiert werden). Im Sommerhalbjahr sind tagsüber Fälle mit „Inversionen“ sehr selten, sodaß dann keine Aussage möglich ist; jedoch tritt dann an einigen Stationen anders als an „allen Tagen“ eine deutliche abendliche Konzentrationsspitze auf (schön in Kaiserebersdorf und auf der Hoher Warte). An den Bergstationen ist die Konzentrationserhöhung nicht so markant, der Exelberg mißt nachts bei „Inversionen“ sogar niedrigere Konzentrationen als an „allen Tagen“. Die Inversion behindert hier den Antransport von NO.

Bei „labiler Schichtung“ zeigen nur mehr die sehr emissionsnahen Stationen Kaiserebersdorf und Stephansdom die morgendliche Konzentrationsspitze, die abendliche Spitze tritt an diesen beiden Stationen überhaupt nur mehr im Winterhalbjahr auf. An allen anderen Stationen fehlen die morgendlichen und abendlichen Konzentrationsspitzen, die Konzentrationswerte sind generell sehr klein und liegen (mit Ausnahme von Kaiserebersdorf und Stephansdom) ungefähr in der Größenordnung wie an den Bergstationen; ein Tagesgang tritt kaum mehr auf, am ehesten sind die Konzentrationen tagsüber etwas gegenüber der Nacht erhöht.

6.4.2 Stickstoffdioxid

Fast identisch wie für NO sehen die Abbildungen für den ebenfalls hauptsächlich „bodennah“ emittierten Schadstoff NO₂ (Abb. 36) aus; einige für NO besprochene Details kommen für NO₂ sogar noch schöner zum Ausdruck: An den Stationen im Stadtgebiet im Durchschnitt niedrige Konzentrationen bei labiler, hohe Werte bei stabiler Schichtung und Inversionen; sehr schön sieht man den „abschattenden“ Effekt der seichten Bodeninversionen in der Lobau anhand der

Gegenüberstellung für die Gradienten Großenzersdorf-Exelberg und Hohe Warte-Exelberg. Auch die umgekehrte Abhängigkeit des NO_2 vom Temperaturgradienten an den Bergstationen (relativ hohe Werte bei leichter Temperaturabnahme mit der Höhe, geringere Werte bei Inversionen und starker Durchmischung) kommt recht deutlich zum Ausdruck (vor allem am Exelberg).

Auch die mittleren Tagesgänge für NO_2 (Abbildung 37) ähneln jenen von NO : Konzentrationsmaxima morgens und abends an den Stadtstationen, an den Bergstationen tagsüber (im Sommerhalbjahr vor allem vormittags) höhere Konzentrationen als nachts; die Tagesamplitude ist aber generell kleiner als für NO .

Bei „Inversion“ sind die Konzentrationen an den Stadtstationen deutlich höher als an „allen Tagen“. Im Winterhalbjahr fehlt an den Stationen Hohe Warte, AKH-Dach, Kaiserebersdorf und Lobau der mittägliche Konzentrationsrückgang (für das Sommerhalbjahr ist mangels Inversionen keine Aussage möglich; für die Lobau gilt auch hier, daß der „abschattende“ Effekt der seichten Bodeninversionen hier nicht studiert werden kann); der Exelberg weist bei „Inversion“ im Durchschnitt geringfügig niedrigere Konzentrationen auf als an „allen Tagen“; beides verweist auf die Wirkung der Inversion als „Sperrschicht“: Die verminderte Durchmischung bewirkt im Stadtgebiet, daß die NO_2 -Konzentration auch mittags hoch bleibt; umgekehrt kann das NO_2 , obwohl die Konzentration bodennah relativ hoch ist, den Exelberg kaum erreichen. Interessant ist, daß der mittlere Tagesgang am Hermannskogel vor allem tagsüber recht hohe Konzentrationswerte aufweist. Offensichtlich wird also auch bei „Inversionen“ tagsüber in unteren Luftschichten noch eine gewisse Durchmischung wirksam; entweder befindet sich die eigentliche „Sperrschicht“ dann knapp oberhalb vom Hermannskogel, oder es wird durch Hangaufwind - auch bei Vorhandensein einer tiefer gelegenen Sperrschicht - ein Schadstofftransport zur Meßstelle bewirkt.

Bei „labiler Schichtung“ sind die NO_2 -Konzentrationen an den Stadtstationen niedriger als an „allen Tagen“, jedoch weit nicht so eindrucksvoll wie bei NO . Mit Ausnahme von Kaiserebersdorf und Stephansdom fehlen die morgendlichen und abendlichen Konzentrationsmaxima bzw. sind diese kaum mehr angedeutet. Der Exelberg dürfte nachts höhere Konzentrationen messen als an „allen Tagen“ (hier ist aber Vorsicht geboten, da labile Schichtung nachts selten ist und der Exelberg eine nur kurze NO_2 -Meßperiode hat!).

6.4.3 Ozon

Völlig konträr zu den relativ bodennah freigesetzten Schadstoffen verhält sich Ozon. Im allgemeinen nimmt die Ozonkonzentration mit der Höhe zu; gute Durchmischung, also labile Schichtung, führt daher zu relativ hohen Konzentrationen am Boden, aber zu eher niedrigerer Konzentration an Bergstationen, wenn die relativ ozonarme Luft aus niedriger Höhe hinaufgemischt wird. Umgekehrt verhindert stabile Schichtung, daß das im allgemeinen in höheren Luftschichten vorhandene Ozon zu Boden gemischt wird. Geradezu exemplarisch schön kommt dieses Verhalten in Abbildung 38 zum Ausdruck: An den Stationen im Stadtgebiet hohe Konzentrationswerte bei labiler Schichtung, markanter Konzentrationsrückgang bei zunehmender Stabilisierung. Im Winterhalbjahr, wenn die Ozonproduktion gering ist, messen die Stationen Hohe Warte und Stephansdom bei Isothermie bzw. Temperaturzunahme mit der Höhe sogar Konzentrationen nahe Null.

An den Bergstationen ist die zu erwartende Abhängigkeit vor allem im Sommerhalbjahr markant ausgeprägt: Labile Schichtung führt dann zu Durchmischung mit der ozonärmeren Luft aus dem Stadtgebiet; je stabiler die Schichtung, desto wirksamer sind die Bergstationen von der ozonarmen Luft „abgeschirmt“. Im Winterhalbjahr ist eine Abhängigkeit des Ozons vom Temperaturgradienten kaum erkennbar; am ehesten treten höhere Konzentrationen bei labiler Schichtung auf. Die Ozonproduktion ist dann generell gering, die Regionen über den Ozeanen (Winkler, 1988, Levy et al., 1985) bzw. das Herabmischen stratosphärischen Ozons sind dann die wirksamsten Ozonquellen; dieses Ozon muß über größere Distanzen herantransportiert werden. Die erhöhten Ozonkonzentrationen bei labiler Schichtung auch an den Bergstationen sind wohl im wesentlichen auf jene Fälle zurückzuführen, wo die Durchmischung hinreichend hoch hinaufreicht, wodurch das in großen Höhen herantransportierte Ozon zu den Meßstellen geführt wird.

Die mittleren Tagesgänge für „alle Tage“, „Inversionen“ und „labile Schichtung“ sind in Abbildung 39 zusammengestellt. Sie zeigen - am schönsten zu erkennen im Sommerhalbjahr an „allen Tagen“ - das bekannte Zusammenwirken von Emission von NO und vertikaler Temperaturschichtung: Morgendliches Ozonminimum infolge von Ozonabbau wegen des reichlich vorhandenen NO; zudem wird ein Ozonnachschub aus größerer Höhe wegen der meist noch stabilen Schichtung unterbunden (sehr schön zu erkennen am Stephansdom). Mit beginnender Labilisierung (und folglich vertikaler Durchmischung) steigt die Ozonkonzentration im Stadtzentrum rasch, dafür geht sie jetzt an den Bergstationen deutlich zurück (die relativ ozonarme Luft wird jetzt zu den Bergstationen geführt). Tagsüber, wenn die Durchmischung im Sommerhalbjahr in der Regel gut ist, unterscheiden sich die Konzentrationen im Stadtgebiet und auf den Bergstationen nur wenig. Mit beginnender Stabilisierung und neuerlichem Anstieg der NO-Konzentration erfolgt im Stadtgebiet abends

ein rascher Ozonabbau - an der Hohen Warte, wo die Stabilisierung im allgemeinen früher einsetzt, geht auch das Ozon rascher zurück (es sind also sogar solche Feinheiten in der vertikalen Temperaturverteilung in der Ozonkonzentration erkennbar!).

Bei „Inversionen“ sind die Konzentrationsunterschiede zwischen den Stationen im Stadtgebiet und den Bergstationen besonders groß (im Sommer nur nachts (tagsüber treten Fälle mit „Inversionen“ kaum auf), im Winter werden im Stadtgebiet ganztags Konzentrationen nahe Null gemessen).

Bei „labiler Schichtung“ sind die Unterschiede zwischen Stadt- und Bergstationen im allgemeinen ganztags recht klein; lediglich am Stephansdom ist die Konzentration tagsüber relativ niedrig: Hier macht sich am relativ langen Weg, den das Ozon bis zum Erreichen des Stadtzentrums zurücklegen muß, offensichtlich doch ein gewisser Ozonabbau durch NO bemerkbar. Umgekehrt zeigen die Bergstationen bei „labiler Schichtung“ auch abends einen Rückgang der Ozonkonzentration. Anders als an allen Tagen, wo die Schichtung im allgemeinen dann schon zu stabil ist, führt bei „labiler Schichtung“ offensichtlich das bei der abendlichen Verkehrsspitze freigesetzte NO auch noch in dieser Höhe zu vorübergehendem Ozonabbau.

Sowohl die Abhängigkeit des Ozon, wie jene der bodennah emittierten Schadstoffe NO und NO₂ vom vertikalen Temperaturverlauf zeigen zusammenfassend das zu erwartende Bild: Im Stadtbereich relativ hohe NO- und NO₂-Konzentrationen, relativ niedrige Ozonkonzentrationen bei stabiler Schichtung; Ausnahme ist hier die Lobau, wo markante seichte Bodeninversionen die Meßstelle auch von NO und NO₂ „abschatten“ können; bei labiler Schichtung, also guter Durchmischung der Atmosphäre, sind die NO- und NO₂-Konzentrationen relativ niedrig, die Ozonkonzentration relativ hoch. Bemerkenswert erscheint, daß, obwohl die Temperaturgradienten Mittelwerte für einen relativ großen Höhenbereich darstellen, daher eigentlich nur ein recht grobes Bild über die vertikale Temperaturverteilung erlauben, die Konzentrationen gerade im Übergangsbereich von labiler zu stabiler Schichtung sehr markant vom Temperaturgradienten abhängen. Die Wirkung der vertikalen Temperaturstruktur auf die Konzentrationen kommt also gerade in diesem sehr sensiblen Übergangsbereich jedenfalls qualitativ erstaunlich gut zum Ausdruck. Lediglich für die Meßstelle Hermannskogel könnte die hier nicht erfaßbare Feinstruktur (oder ein Mitwirken von Hangaufwind) eine Rolle spielen.

6.5 Einzelfälle - Extremfälle

Im folgenden wurde der gesamte Datensatz nach außergewöhnlichen Situationen abgesucht, die dabei gefundenen Situationen zu bestimmten Kategorien zusammengefaßt und daraus jeweils einzelne Fälle für die Diskussion ausgewählt.

6.5.1 EBS-Simmering ist markant wärmer als die Hohe Warte

Abbildung 40 enthält eine Zeitreihengrafik der Temperaturmessungen für die Meßstellen EBS-Simmering, Exelberg und Hohe Warte (bezeichnet als 11035 WIE) für 30. Jänner und 6. Februar 1993. An beiden Tagen mißt die Station EBS-Simmering zeitweise eine um mehr als 5°C höhere Temperatur als die Hohe Warte. Aus den Zeitreihen der Windmessungen (Abbildung 41) ist ersichtlich, daß die Temperaturdifferenzen immer dann groß werden, wenn der Wind auf der Hohen Warte schwach ist und auf nordöstliche Richtung dreht. Bei Rückdrehen des Windes auf Nord (am 30. Jänner) bzw. West (am 6. Februar) nimmt der Temperaturunterschied zwischen Hoher Warte und EBS sofort wieder ab. Gerade bei schwachem Wind muß zwar der Wind an der EBS nicht unbedingt aus der selben Richtung kommen wie auf der Hohen Warte; dennoch werden hier offensichtlich Situationen erfaßt, wo der Temperaturgeber in den Einflußbereich der knapp östlich freigesetzten Abluft geraten dürfte.

Ähnliche Fälle wurden noch am 31. 1. und 3. 2. 93 gefunden, also immer im Winter, wenn die Umgebungstemperatur relativ niedrig ist und daher die warme Abluft am deutlichsten zur Geltung kommen kann (ich möchte hier auch nochmals auf Abbildung 40 verweisen: Am 30. 1. betrug die Lufttemperatur zwischen -5 und -10°C; ähnlich tiefe Temperaturen verzeichnete der 31. 1.; am 3. und am 6. 2. war die Temperatur etwas höher (tagsüber während des Ereignisses knapp über 0°C)).

Aus den bisher diskutierten Statistiken ist eine Beeinflussung der Meßstelle durch die Abluft im allgemeinen nicht hervorgegangen; immerhin ist die emittierte Abluftmenge sehr klein. Schwacher Nordostwind, der die Abgasfahne in Richtung des Meßfühlers transportiert, ist im Raum Wien zudem relativ selten (vgl. Abb.4). Fälle mit markanter Beeinflussung der Temperaturmeßwerte dürften daher in den Statistiken „untergehen“.

6.5.2 Gute vertikale Durchmischung im gesamten Stadtgebiet

Im folgenden wird die mehrtägige Phase von 23. bis 25. März 1995, die in mehrerer Hinsicht interessant ist, besprochen. Die entsprechenden Zeitreihengrafiken sind in den Abbildungen 42 (Temperatur), 43 (Wind), 44 (NO), 45 (NO₂) und 46 (Ozon) dargestellt. In den Abbildungen 42 und 43, sowie im weiteren noch folgenden Abbildungen sind die meteorologischen Stationen entsprechend dem Synop-Schlüssel bezeichnet: Hohe Warte mit 11035 WIE, die Innere Stadt mit 11034 WIE und Großenzersdorf mit 11037 GRO.

In diesem Abschnitt interessiert zunächst nur der 23. März. An diesem Tag überquert eine Warmfront Österreich, verbunden mit bedecktem Himmel, leichtem Regen und starkem Westwind.

Abbildung 42 zeigt, daß die Stadtstationen am 23. März ganztags ungefähr dieselbe Temperatur messen, der Exelberg hat ziemlich konstant eine um rund 4°C niedrigere Temperatur, was bei einem Höhenunterschied von rund 400 m genau adiabatischer Schichtung entspricht. Der Wind (Abbildung 43) kommt an allen Stationen aus West und hat im Stadtgebiet eine Windgeschwindigkeit meist nahe 5 m/s, am Exelberg zwischen 8 bis über 10 m/s. Nach 20 Uhr wird der Wind in Großenzersdorf schwächer, dreht nach 23 Uhr markant auf nordöstliche Richtung. Gleichzeitig beginnt die Temperatur zu sinken, es beginnt der Aufbau einer seichten Inversion (siehe folgenden Abschnitt).

Entsprechend der guten Durchmischung der Atmosphäre sind die Stickoxidkonzentrationen, vor allem NO (Abb. 44), niedrig; das vormittägliche Konzentrationsmaximum ist für NO nur angedeutet (am ehesten in Kaiserebersdorf), für NO₂ (Abb. 45) vor allem im Stadtgebiet etwas deutlicher ausgeprägt. Das üblicherweise auftretende abendliche Konzentrationsmaximum ist nur in Kaiserebersdorf angedeutet, sonst fehlt es zur Gänze.

Ebenfalls infolge der guten Durchmischung messen die Stadtstationen nachts zunächst ähnliche Ozonwerte wie der Exelberg. Obwohl vor allem NO morgens kaum einen Konzentrationsanstieg aufweist, geht die Ozonkonzentration an den Stationen Hohe Warte, Lobau und Stephansdom morgens zurück; das morgens emittierte NO wirkt also trotz seiner niedrigen Konzentration ozonabbauend; das dabei gebildete NO₂ könnte der Grund sein, daß das morgendliche NO₂-Maximum deutlicher ausgeprägt ist als jenes von NO. Infolge der Nähe der Stadtstationen zu den Emissionsquellen messen sie den Rest des Tages über etwas höhere NO₂-Konzentrationen als der Exelberg, auch ein gewisser Ozonabbau bleibt hier den ganzen Tag hindurch erhalten.

6.5.3 Seichte Inversionen im Osten der Stadt

Nach Abzug der Warmfront bessert sich am 24. März das Wetter, es ist wechselnd bewölkt.

Mit Abschwächung und Drehung des Windes auf östliche Richtung in Großenzersdorf am 23. März um etwa 23 Uhr beginnt hier auch die Temperatur um einige Grade zu sinken; die übrigen Stationen im Stadtgebiet (mit Ausnahme der Hohen Warte) messen unverändert hohe Temperaturen und anhaltend Westwind. Es bildet sich also eine seichte Inversion, die besonders in der Ebene im Osten ausgeprägt ist.. Die Hohe Warte mißt bis zum folgenden Morgen, etwa 8 Uhr, niedrigere Temperaturen als die Stationen EBS-Simmering und Innere Stadt. In Großenzersdorf hingegen bleibt die Inversion bis zum frühen Nachmittag erhalten. Der Wind dreht um ca 2 Uhr morgens auch in Großenzersdorf wieder auf Nordwest, bleibt hier aber deutlich schwächer als an den anderen Stationen; Phasen mit Zunahme der Windgeschwindigkeit um 1:30 und 3:30 Uhr sind mit vorübergehendem Temperaturanstieg in Großenzersdorf verbunden, die Inversion wird dadurch zwar schwächer, aber nicht beseitigt.

Sehr schön kommt die Wirkung der seichten Inversion in den Stickoxidmessungen zum Ausdruck: Die Meßreihen unterscheiden sich an den außerhalb der Inversion befindlichen Stationen bis zum Abend hin kaum von jenen vom Vortag, als die Atmosphäre gut durchmischt war. Zumindest in abgeschwächter Form erstreckt sich die Inversion offensichtlich bis in den Osten der Stadt: Kaiserebersdorf mißt im Gegensatz zum Vortag morgens markante NO- und NO₂-Konzentrationsmaxima (obwohl die Temperaturmessungen an der Station EBS-Simmering keine Inversion erkennen lassen!). An der Lobau, wo die Inversion wahrscheinlich ähnlich stark ausgeprägt ist wie in Großenzersdorf (also jedenfalls stärker als in Kaiserebersdorf) ist das morgendliche NO-Maximum hingegen nur angedeutet, d.h.. man findet hier die „abschattende“ Wirkung der seichten Bodeninversion. Auch an der Hohen Warte ist die zum Vortag vergleichsweise stabilere Schichtung an den etwas deutlicher ausgeprägten morgendlichen Konzentrationsmaxima ersichtlich.

Etwa gleichzeitig mit der Labilisierung an der Hohen Warte verzeichnet Kaiserebersdorf einen markanten Rückgang der Stickoxidkonzentrationen. In der Lobau erfolgt der Rückgang der NO₂-Konzentration entsprechend der späteren Inversionsauflösung in Großenzersdorf mit deutlicher zeitlicher Verzögerung.

Die Ozonkonzentration erreicht an allen Stationen tagsüber höhere Werte als am Vortag, ansonsten unterscheidet sich der Konzentrationsverlauf (ähnliche Konzentrationen an allen Stationen nachts, Konzentrationsabbau morgens, ähnliche Konzentrationen an allen Stationen tagsüber) kaum vom Vortag. Eine Wirkung der seichten Bodeninversion ist nicht zu erkennen: Die einzige Ozonmeßstelle, die hinreichend weit im Osten der Stadt, also im Bereich der Inversion, liegt, ist die Lobau; sie mißt aber nur niedrige NO-Konzentrationen, sodaß trotz

Bodeninversion kein verstärkter Ozonabbau stattfinden kann. Leider wird an der von NO belasteten Station Kaiserebersdorf kein Ozon gemessen.

Am frühen Nachmittag des 24. März ist die Atmosphäre im gesamten Untersuchungsgebiet gut durchmischt; schon ab 16 Uhr sinkt die Temperatur an der Hohen Warte und ab 18 Uhr setzt in Großenzersdorf (verbunden mit einer Winddrehung) neuerlich die Ausbildung einer markanten seichten Bodeninversion ein. Ab etwa 21 Uhr mißt diesmal auch EBS-Simmering deutlich niedrigere Temperaturen als die übrigen Stationen. Ab Mitternacht beträgt der Temperaturunterschied zwischen Großenzersdorf und den Meßstellen in der Stadt rund 10°C!

Der Inversionsaufbau ist mit einem vorübergehenden Anstieg der NO-Konzentration in Kaiserebersdorf und einem Anstieg der NO₂-Konzentration vor allem am Stephansdom, der Lobau und in Kaiserebersdorf, abgeschwächt auch an der Hohen Warte, verbunden. Gleichzeitig geht in der Lobau und am Stephansdom, abgeschwächt an der Hohen Warte, die Ozonkonzentration zurück; der relativ schwache Anstieg der NO-Konzentration erklärt sich offensichtlich daraus, daß dieses zunächst einmal das vorhandene Ozon abbaut und zu NO₂ umgewandelt wird.

Vor dem Eintreffen einer Kaltfront verstärkt sich am 25. März die Westströmung und beseitigt die seichte Bodeninversion. Aus Abbildung 43 ist ersichtlich, daß am Exelberg der Westwind schon am 24. März ab nachmittag kontinuierlich stärker wird, die Stationen im Stadtgebiet bleiben davon aber zunächst vollkommen unberührt. Ab 4 Uhr nimmt am 25. März der Wind auch an den Stadtstationen zu, in Großenzersdorf dreht er von Südost auf Südwest. Gleichzeitig setzt an jenen Stationen, die sich im Einflußbereich der Inversion befinden, Temperaturanstieg ein; ab etwa 5:30 Uhr ist die Inversion über der Station EBS-Simmering, ab ca 7 Uhr über Großenzersdorf verschwunden. Der Inversionsabbau ist deutlich ersichtlich aus dem Rückgang der NO₂-Konzentration in Kaiserebersdorf und dem markanten Anstieg der Ozonkonzentration in der Lobau. Die NO-Konzentration, die infolge der Reaktion mit Ozon die Nacht hindurch sehr niedrig ist, steigt morgens nicht mehr an: Der Zeitpunkt der Inversionsauflösung erfolgt in Kaiserebersdorf offensichtlich früher als in der Lobau und in Großenzersdorf, sodaß die Atmosphäre zur Zeit der morgendlichen Emissionsspitze bereits gut durchmischt ist.

Die Ozonkonzentration erreicht tagsüber trotz des starken Windes noch relativ hohe Werte; der Kaltfrontdurchgang ist am Ozonrückgang ab 18 Uhr deutlich zu erkennen (vgl. den gleichzeitig gemessenen Temperaturrückgang).

Die Analyse der mehrtägigen Periode mit ständigem Auf- und Abbau seichter, aber markanter Bodeninversionen im Osten zeigt zusammenfassend, daß derartige Situationen qualitativ recht gut anhand der Temperaturdifferenzen im Stadtgebiet erklärt werden können. Erschwerend dabei ist allerdings, daß der Zeitpunkt von Inversionsaufbau und Inversionsauflösung im Osten

der Stadt recht unterschiedlich sein kann. Ein Beispiel dafür sei noch in Abbildung 47 gegeben: Es ist dies eine Situation, wo die Hohe Warte nachts eine höhere Temperatur mißt als der Exelberg, d.h. die Inversion ist im wesentlichen alleine auf die östlichen Regionen der Stadt beschränkt. In der Stadt weht Westwind, in Großenzersdorf Südostwind (Abbildung 48). Obwohl die Inversion über der Inneren Stadt schon um 1:30 Uhr verschwindet, verzögert sich der Inversionsabbau über Simmering noch bis 4:30, über Großenzersdorf sogar bis 8 Uhr!

Fälle mit zeitlich recht unterschiedlicher Inversionsauflösung treten bevorzugt im Winter auf, wenn die Einstrahlung nicht so wirksam ist und die Inversionsauflösung durch den Wind, oft im Zusammenhang mit Frontdurchgängen, erfolgt. Sie sind keine Einzelfälle: Ähnliche Extremsituationen wurden am 7. Jänner, 2., 3., 8. und 11. Dezember 1993 und am 27. Dezember 1994 gefunden.

Die auch im Osten der Stadt recht unterschiedlichen Inversionsverhältnisse kommen in zeitweiligen Diskrepanzen der Immissionskonzentrationsmessungen von Kaiserebersdorf mit den Temperaturmessungen in Großenzersdorf und EBS-Simmering zum Ausdruck; eine Verdichtung der Temperaturmeßstellen im Osten der Stadt wäre hier hilfreich.

Zur Gänze fehlen aber auch Informationen über den Südwesten der Stadt, vor allem aus den Wienerwaldtälern. Insbesondere das Wiental außerhalb des dichtverbauten Stadtgebiets zeigt gemäß Untersuchungen von Auer et al., 1989, deutlich vom übrigen Stadtgebiet abweichende Temperaturverhältnisse. Inversionen sollten dort noch häufiger auftreten als über der Ebene im Osten. Die demnächst in Betrieb gehende TAWES-Meßstelle Wien-Mariabrunn sollte hier Abhilfe schaffen.

6.5.4 Die Hohe Warte ist markant kälter als der Osten der Stadt

Am 16. September 1994 befindet sich eine Tiefdruckrinne mit Kernen über Dänemark und der Poebene über Österreich und verursacht Regenschauer. An der Hohen Warte wird nachmittags eine Niederschlagsmenge von 3 l/m^2 , in Schwechat von 6 l/m^2 gemessen.

Die Temperaturkurven (Abbildung 49) zeigen nachmittags eine Abkühlung infolge eines Regenschauers, der von West nach Ost die Stadt überquert: Als erstes (11:30 Uhr) beginnt die Abkühlung am Exelberg, mit halbstündlicher Verspätung an der Hohen Warte; das Temperaturminimum wird an beiden Stationen gleichzeitig um 12:30 Uhr erreicht; abgesehen von der Inneren Stadt, wo ein geringer Temperaturrückgang auch schon um 12 Uhr einsetzt, messen EBS-Simmering und Großenzersdorf noch um 12:30 eine unverändert hohe Temperatur. Die Hohe Warte ist folglich zu diesem Zeitpunkt um rund 6°C kälter als die Stationen im Osten.

Die durchziehende Schauerzelle ist an den Stationen im Stadtgebiet, nicht aber am Exelberg, zudem mit einem Windsprung verbunden (Abb. 50): Unmittelbar bei einsetzendem Temperaturrückgang dreht der Wind von Westsüdwest auf Süd, nach Durchzug des Schauers, bei allmählich neuerlichem Temperaturanstieg (auch am Exelberg) rasch auf Nordwest, später kontinuierlich weiter auf Nord bis Ost. Die Winddrehung auf Nordwest ist auf der Hohen Warte zudem kurzzeitig mit erhöhten Windspitzen verbunden; abgesehen davon ist der Wind aber schwach.

Vor dem Schauer ist die Temperaturschichtung zwischen Stadtstationen und Exelberg labil, der Temperaturunterschied beträgt rund 5°C . Nach dem Schauer stabilisiert sich die Schichtung vor allem im Osten der Stadt (offensichtlich infolge der abkühlenden Wirkung des Niederschlags und der folglich unterhalb der Schauerzellen im allgemeinen absinkenden Kaltluft): Kurzzeitig verringert sich der Temperaturunterschied zwischen Exelberg und EBS-Simmering auf nur rund 1°C , ansonsten beträgt der Temperaturunterschied Exelberg-Stadtstationen rund 3°C . Nach einer neuerlichen leichten Labilisierung (auch sie ist im Osten (EBS) deutlicher ausgeprägt) zwischen 14:30 und 17 Uhr setzt die dem Tagesgang entsprechende Stabilisierung ein.

An den Immissionskonzentrationen (hier nur NO_2 (Abbildung 51) und Ozon (Abbildung 52)) ist der Schauer selbst nur an der Ozonkonzentration erkennbar: Hohe Warte, später auch die Lobau zeigen einen Rückgang der Konzentration. Auf die Stickoxidkonzentrationen zeigt der Schauer keinen Einfluß; immerhin ist die Atmosphäre schon vor dem Schauer labil, die Durchmischung gut und die Konzentrationen folglich relativ gering. Markant zeigt sich hier aber die Stabilisierung der Atmosphäre nach dem Durchzug des Schauers im Osten der Stadt. Kaiserebersdorf zeigt einen markanten Anstieg der NO_2 -Konzentration; am Stephansdom und der Lobau ist dieser Anstieg auch noch zu erkennen, aber deutlich schwächer. Die Labilisierung nach 14 Uhr führt wieder zu einem Rückgang der NO_2 -Konzentration (deutlich in Kaiserebersdorf, weniger deutlich am Stephansdom und in der Lobau). Um 18 Uhr wird die übliche Abendspitze der NO_2 -Konzentration an allen Stationen außer in der Lobau gemessen.

Fälle, in denen die Hohe Warte kälter ist, als die Stadtstationen, treten zudem auf bei ausgebildeter Wärmeinsel, sowie infolge der an der Hohen Warte in der Regel früher als an den anderen Stationen einsetzenden abendlichen Stabilisierung. Solche Situationen sind z.B. aus Abbildung 42 für den 24. März und aus Abbildung 49 für den 16. September zu erkennen: Die Hohe Warte mißt dann jeweils nachmittags eine um rund 1°C niedrigere Temperatur als die übrigen Stationen (der Exelberg ist hier nicht von Interesse); zwischen 16:30 und 19:00 Uhr am 24. März und zwischen 14:30 und 18:00 Uhr ist die Temperatur an der Hohen Warte sogar niedriger als in Großenzersdorf. Wie bereits mehrfach erwähnt, dürften diese Temperaturunterschiede zumindest teilweise eine Folge der Lage der Station am Osthang (verminderte Einstrahlung abends) oder der Beschattung der Meßstelle durch Gebäude und

Bäume sein; inwieweit diese etwas kühleren Temperaturen auf den Bereich des Meßgartens beschränkt sind, kann nicht beurteilt werden. Die Hanglage sollte aber auch ein Grund sein, daß solche Temperaturunterschiede nicht zu groß werden können: Größere Temperaturunterschiede würden zu einem Abfließen der Kaltluft entlang dem Gefälle des Geländes (Hangabwind) führen.

Fälle, in denen die Hohe Warte markant kälter ist, als die im unverbauten Gebiet (niedriger!) gelegenen Stationen im Osten der Stadt, können aus Stabilitätsgründen nur in Situationen vorkommen, wo die Hohe Warte früher von Kaltluft erreicht wird als die Stationen im Osten (also bei Kaltfrontdurchgängen oder bei Durchzug von Schauer- und Gewitterzellen aus Westen); andernfalls müssen Meßfehler vorliegen (wie z.B. an den Meßstellen AKH-Dach und EBS-Simmering).

Das in diesem Abschnitt diskutierte Beispiel ist also typisch für solche Extremfälle und zeigt, daß auch Situationen, in denen z.B. durch Gewitterzellen die Schichtung der bodennahen Atmosphäre zeitlich und räumlich begrenzt modifiziert wird, qualitativ recht gut aus dem Temperaturvergleich erklärt werden können.

7. ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit enthält eine sehr detailreiche Analyse der horizontalen und vertikalen Temperatur- und Windverteilung und ihren Einfluß auf die gemessenen Immissionskonzentrationen unter Berücksichtigung der tages- und jahreszeitlichen Unterschiede. Motivation war, vor einem Aufbau eines meteorologischen Vertikalprofils für den Raum Wien zu untersuchen, inwieweit die bestehenden, allerdings von unterschiedlichen Institutionen betriebenen Meßstellen in der Lage sind, die Vertikalstruktur der bodennahen Atmosphäre über Wien und ihre Auswirkungen auf die gemessenen Immissionskonzentrationen zu erfassen und eventuelle Schwachstellen aufzuzeigen. Ausgewertet wurden die Meßstellen der MA 22, des UBA, der NÖ-Landesregierung und der ZAMG.

Anhand der Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, daß einige Meßstellen nicht in der Lage sind, repräsentative Daten zu liefern:

- 1) Die Meßstelle AKH-Dach wird von der in ihrem Nahbereich freigesetzten Abluft beeinflusst und mißt folglich zu hohe Temperaturen.
- 2) Die Meßstelle Spittelau dürfte systematisch eine um rund 0,5 bis 1°C zu hohe Temperatur messen.

3) Die Meßstelle Hermannskogel mißt infolge der Aufheizung der hangnahen Luftschichten tagsüber im Vergleich zur freien Atmosphäre zu hohe Temperaturen und kann daher tagsüber nicht für die Beurteilung der vertikalen Temperaturstruktur verwendet werden. Nachts stimmen die Meßwerte gut mit jenen der freien Atmosphäre überein; größere Temperaturabweichungen ergeben sich dann vor allem bei Temperaturschwankungen infolge von Durchmischungsvorgängen aufgrund der erhöhten mechanischen Turbulenz in Hangnähe.

4) Ebenfalls wohl wesentlich infolge von Störungen der Strömungsverhältnisse in Hangnähe erlauben auch die Windmessungen am Hermannskogel keine Aussage über die Windverhältnisse in der freien Atmosphäre.

Die Meßstelle EBS-Simmering dürfte ebenfalls unter bestimmten Bedingungen von warmer Abluft beeinflusst werden; die emittierte Abluftmenge ist allerdings klein, eine Beeinflussung der Temperaturmessung konnte daher nur für Einzelfälle nachgewiesen werden. Im statistischen Durchschnitt ist eine Beeinflussung der Temperaturmessung hingegen nicht mehr zu erkennen. Im Einzelfall ist aber Vorsicht geboten.

Die Meßstelle Exelberg erfaßt die Temperatur der freien Atmosphäre am besten von allen untersuchten Bergstationen. Dennoch werden auch hier tagsüber vor allem bei geringer Bewölkung und schwachem Wind als Folge der Aufheizung des Betonkörpers höhere Temperaturen als in der freien Atmosphäre gemessen. Eine Verbesserung könnte hier eventuell durch eine Verlegung des Temperaturgebers von der Süd- auf die Nordseite des Turms erreicht werden.

Nachts treten am Exelberg ähnliche Temperaturschwankungen auf wie am Hermannskogel, die zu größeren Temperaturabweichungen zur freien Atmosphäre führen können. Zudem werden möglicherweise infolge eines Föhneffekts bei starkem Wind in gleicher Höhe über der Ebene vergleichsweise um ca 0,5 bis 1°C höhere Temperaturen gemessen als über dem Exelberg.

Es konnte gezeigt werden, daß sich trotz dieser Ungenauigkeiten anhand eines Temperaturvergleichs der Stadtstationen mit dem Exelberg die gemessenen Immissionskonzentrationen aus dem Temperaturvergleich Hohe Warte-Exelberg eigentlich unerwartet gut qualitativ erklären lassen. Eine Ausnahme bildet hier nur die Station Lobau, die offensichtlich dem Einfluß der deutlich vom Stadtgebiet unterschiedenen Temperaturverhältnisse in der unverbauten Ebene im Osten der Stadt unterliegt.

Der Exelberg ist jedoch häufig nicht in der Lage, die im Wiener Raum im Winter bei Hochnebel häufig auftretenden, oft lang anhaltenden abgehobenen Inversionen zu erfassen. Die Bergstationen Hohe Wand und Rax können hier nur in Extremfällen (sehr mächtige und starke Inversionen) bei gleichzeitiger Beachtung der Radiosondenaufstiege eine gewisse Interpretationshilfe bieten. Inversionen mit Untergrenzen deutlich oberhalb der

Wienerwaldgipfel mögen für die Immissionsbelastung im Stadtgebiet nur mehr eine untergeordnete Rolle spielen. Problematisch aber sind hier Inversionen mit Untergrenzen unterhalb oder im Bereich der Wienerwaldgipfel: Solche Inversionen können einerseits vor allem bei Emittenten mit hohen Schornsteinen zu erhöhten Immissionskonzentrationen führen und zudem bei Winden mit östlicher Richtung den Abtransport der Stadtluft behindern. Eine zusätzliche Meßstelle in einem Höhenbereich zwischen Stadtniveau und Exelberg könnte hier eine gewisse Abhilfe schaffen und zudem eine Abschätzung der vom Exelberg vielfach auch nicht erfaßten seichten Inversionen erleichtern. Wegen der relativ geringen Höhenunterschiede zum Exelberg und zu den Stadtstationen wären die Anforderungen an die Meßgenauigkeit einer solchen Station jedoch sehr hoch.

Die vertikale Windstruktur wird im Durchschnitt vom Exelberg am besten erfaßt. Die hoch gelegenen Bergstationen Rax und Hohe Wand erfassen trotz ihrer großen Entfernung die Windrichtung in der freien Atmosphäre ähnlich gut wie der Exelberg (wegen der großen Entfernung ist hier aber besonders bei schwachem Wind Vorsicht geboten!), die Windgeschwindigkeiten sind hier aber systematisch deutlich niedriger als an der Radiosonde.

Infolge der im Stadtgebiet auftretenden Temperaturunterschiede ergibt sich das Problem, wie ein vertikales Temperaturprofil auf verschiedene Gebiete der Stadt übertragen werden kann: Die besonders bei geringer Bewölkung und schwachem Wind während der Nacht über dem dichtverbauten Stadtgebiet ausgebildete Wärmeinsel hat zur Folge, daß die Inversionshäufigkeit an den Stadträndern weit größer ist als im Stadtzentrum. Vor allem anhand des Studiums von Einzelsituationen konnte gezeigt werden, daß diese, meist seichten Bodeninversionen im Osten der Stadt und ihre Auswirkungen auf die Immissionskonzentrationen vor allem in Extremsituationen qualitativ recht gut durch einen Temperaturvergleich der Stadtstationen untereinander beschrieben werden können. Erschwerend wirkt hier, daß zwischen den beiden im Osten gelegenen Temperaturmeßstellen EBS-Simmering und Großenzersdorf doch z.T. recht große Temperaturunterschiede auftreten können; eine Verdichtung des Stationsnetzes im Osten der Stadt wäre hier hilfreich.

In Ermangelung von Meßstellen im Westen der Stadt kann derzeit für den nur dünn verbauten Bereich der Wienerwaldtäler (insbesondere für das Wiental) keine Aussage gemacht werden. Gerade für den Bereich Hadersdorf, Weidlingau und Mariabrunn ist bekannt, daß dort nachts besonders häufig niedrigere Temperaturen als im Stadtgebiet gemessen werden. Die demnächst in Betrieb gehende TAWES-Station Wien-Mariabrunn wird hier Abhilfe schaffen.

Abschließend bleibt noch zu bemerken, daß die bestehenden Stationen lediglich für qualitative Aussagen verwendet werden können. Qualitativen Beurteilungen kommt jedoch keineswegs eine nur untergeordnete Bedeutung zu; sie sind unerlässlich bei der Exekution einiger Luftreinhaltegesetze (z.B. Ozongesetz, Smogalarmgesetz); sie haben durchaus große

wirtschaftliche Bedeutung beispielsweise bei Inversionswarnungen (derzeit basiert die Inversionswarnung mangels anderer Unterlagen auf dem letztverfügbaren Radiosondenaufstieg, d.h. Inversionswarnungen wie -entwarnungen erfolgen vielfach verspätet!).

Quantitative Aussagen, auch Angaben über Mischungshöhen, sind mit dem bestehenden Instrumentarium nicht bzw. nur in einem sehr groben Sinn möglich. Für gutachterliche Stellungnahmen und den dabei verwendeten Modellen, die in der Regel für statistische Aussagen verwendet werden und daher nur sehr grobe Klassifizierungen der Wetterlagen erfordern, mögen solche, sehr grobe quantitative Aussagen durchaus hilfreich sein. Je genauer aber Einzelfälle, z.B. Unfälle und Störfälle, aber auch z.B. Situationen, die zu erhöhten Schadstoffkonzentrationen führen, durch Modellrechnungen simuliert werden sollen, desto notwendiger wird die genaue quantitative Kenntnis der Vertikalstruktur der Atmosphäre.

8. DANKSAGUNG

Für ihre Unterstützung an meiner Arbeit möchte ich meinen Mitarbeiterinnen meinen Dank aussprechen: Brigitta Pospisil, Helene Schurz; ganz besonders Rita Nemeth, der es gelang, trotz unermüdlicher „Datenschaufelei“ den Überblick zu bewahren; weiters meinem Kollegen Dr. Martin Piringer für Anregungen aus seinem Erfahrungsschatz aus seinen zahlreichen Meßeinsätzen aus dem Raum Wien. Der Magistratsabteilung 22, der Niederösterreichischen Landesregierung und dem Umweltbundesamt danke ich für die rasche Bereitstellung ihrer Meßdaten.

9. LITERATUR

Auer I., R. Böhm, H. Mohnl (1989): Klima von Wien. Mag. d. Stadt Wien.

Bernhofer, Ch. (1980): Temperatur- und Feuchtefeld einer Großstadt in Abhängigkeit von Topographie, Verbauung und Windverhältnissen am Beispiel Wiens. Diss. Wien.

Bornstein, R. D. (1968): Observations of the Urban Heat Island Effect in New York City. J. Appl. Met., Vol. 7, 575-582.

Hofmann, G., H. Kraus (1962): Der Aufbau der meteorologischen Station beim Forschungsreaktor München. Univ. München - Met. Inst.

Hojeski, H. (1984): Langjährige Radiosonden- und Höhenwindmessungen über Wien (1952-1984). Arb. aus der ZAMG, Heft 66, Publ. Nr. 304.

Kaimal, J.C. (1986): Flux and Profile Measurements from Towers in the Boundary Layer. In: Probing the Atmospheric Boundary Layer. Editor: D. H. Lenschow, 19-28.

Kaiser, A. (1983): Ein Beitrag zur Kenntnis des Windfelds im Stadtgebiet von Wien. Wetter und Leben, Jg. 35, 9-23.

Kaiser, A. (1987): Thermisch-hygrische Vertikalprofile in einem südalpinen Becken. Wetter und Leben, Jg. 39, 219-234.

Kaiser, A. (1994): Analyse der vertikalen Temperatur- und Windstruktur und ihr Einfluß auf die Immissionskonzentrationen. FBVA Berichte, Heft 77.

Kaiser, A. (1995): Analyse der meteorologischen Verhältnisse im Raum Achenkirch und ihr Einfluß auf die gemessene Immissionsbelastung. Forschungsprojekt i.A. des BMLF, Gz.:56.810/08-VA2/93.

Levy, H., D. J. Mahlmann, W. J. Moxim, S. C. Liu (1985): Tropospheric ozone: the role of transport. J. geoph. Res. 90, 3753-3772.

- Manier, G. (1973): Temperatur- und Windmessungen an Türmen. Teil I: Beschreibung der Meßstationen und Auswertung der Messungen. Sektion Met. d. Techn. Hochschule Darmstadt.
- Monna, W. A. A., J. G. v.d. Vliet (1987): Facilities for research and weather observations on the 213 m tower at Cabauw and at remote locations. Sc. Rep. WR-nr87-5.
- Piringer, M. (1989): Zum Einfluß mesoskaliger Strömungen auf die Bodeninversionsbildung in Wien - Hohe Warte: eine Fallstudie. Wetter und Leben, 217-233.
- Piringer, M. (1995): Vertikalprofilstudie Wien. Untersuchung sommerlicher Ozonepisoden in Wien anhand der Vertikalstruktur der planetaren Grenzschicht. Forschungsprojekt i.A. der MA 22, Gz.: Wob/003292/Gra.
- Piringer, M. (1996): persönliche Mitteilung.
- Seibert, P. (1985): Fallstudien und statistische Untersuchungen zum Südföhn im Raum Tirol. Diss. Univ. Innsbruck.
- Steinacker, R. (1983): Fallstudie eines Süd- und eines Nordföhnfalls über den Alpen. Aero-Rev., 8, 141-144.
- Steinhauser, F., O. Eckel, F. Sauuberer (1955, 1957, 1959): Klima und Bioklima von Wien, Teile I, II und III. ÖGM.
- Stohl, A., H. Kromp-Kolb (1993): Analyse der Ozonsituation im Großraum Wien. Inst. f. Met. Geoph., Univ. Wien.
- Tyson, P. D., M. Garstang, G. D. Emmitt (1973): The structure of heat islands. Dep. Geogr. and Env. Studies, Univ. Witwatersrand, Johannesburg.
- Vergeiner, I., R. Steinacker, E. Dreiseitl (1982): The south foehn case 4./5. May 1982: fine scale pressure and wind analyses in the Inntal and Wipptal. In: Küttner, J. (Ed.): ALPEX Preliminary Scientific Results (GARP-ALPEX Nr. 7), 143-154.
- Winkler, P. (1988): Surface ozone over the Atlantic Ocean. J. Atm. Chem., 7, 73-91.