

Wissenschaftliche Mitteilungen

aus dem
Institut für Meteorologie der Universität Leipzig



ISBN 978-3-9811114-1-5

**Meteorologische Arbeiten (XII) und
Jahresbericht 2006 des Instituts für
Meteorologie der Universität Leipzig**

Hrsg.: Armin Raabe

Leipzig 2007

Band 41

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig Bd. 41

**Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Universität
Leipzig, Band 41**

Ch. Jacobi, P. Hoffmann, D. Kürschner

Trends and climatic shifts in mesosphere/lower thermosphere planetary waves
Collm (52°N, 15°E) 1

Ch. Jacobi, D. Kürschner

Interannual variability of the quasi two-day wave over
Central Europe (52°N, 15°E) 17

I. Weithäuser, G. Stober, K. Fröhlich, Ch. Jacobi

Untersuchung der Quasi - 2 - Tage Welle im Sommer 2005 27

K. Fröhlich, A. I. Pogoreltsev, Ch. Jacobi, L.A. Nechaeva

The influence of NCEP-data assimilated into COMMA-LIM on the 16-day wave ... 37

G. Stober, Ch. Jacobi

Meteor head velocity determination 47

P. Hoffmann, Ch. Jacobi

Response of the ionospheric total electron content to stratospheric normal modes 57

R. Viertel, M. Wilsdorf, A. Raabe

Ein Bewertungsverfahren für Schallimmissionen unter Einbeziehung des
Atmosphärenzustandes 69

S. Horn, M. Wilsdorf, D. Daniel, A. Raabe

Räumlich explizite Modellierung der Ausbreitung von Pflanzen-Diasporen 85

K. Balogh, A. Ziemann, M. Wilsdorf, R. Viertel

Verwendung der Simulationsergebnisse des Modells SMART 99

A. Ziemann, Ch. Wehner, M. Barth

Untersuchung der Schallimmission im Zentrum von Leipzig 113

K. Pietschmann

Testmessung eines Mini-SODARs im Vergleich mit einem 100m-Mast und einem
Doppler-SODAR 123

J. Zimmer

Simulation konvektiver Niederschlagsereignisse mit dem LMK 139

Jahresbericht des Instituts für Meteorologie 2006 153

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig Bd. 41

Trends and climatic shifts in mesosphere/lower thermosphere planetary waves Collm (52°N, 15°E)

Ch. Jacobi, P. Hoffmann, D. Kürschner

Abstract

Long-period oscillations in the period range between 2-30 days, interpreted as planetary wave (PW) signatures, have been analysed using daily upper mesosphere/lower thermosphere wind measurements near 90 km over Collm (52°N, 15°E) in the time interval 1980-2005. Strong interannual and interdecadal variability of PW are found. Since the 1990s, a tendency for larger zonal amplitudes compared to meridional ones, has been observed, thus long-term trends are visible, which are positive in the zonal component, but negative in the meridional component. The change appears in a step-wise manner, so that a sudden change of the mean is visible rather than a linear trend. The behaviour of the upper middle atmosphere winds is similar to analysed wave changes in the stratosphere, indicating a coupling of the atmospheric layers through planetary waves.

Zusammenfassung

Mit Hilfe von täglichen Windmessungen im Mesopausenbereich bei 90 km werden langperiodische Schwankungen im Zeitbereich von 2-30 Tagen untersucht, die als das Signal planetarer Wellen gelten. Im Zeitraum 1980-2005 werden deutliche Schwankungen von Jahr zu Jahr als auch langfristige Trends gefunden. Einer Zunahme der zonalen Komponente der Schwankungen seit 1990 steht eine Abnahme der meridionalen Komponente gegenüber. Diese Änderung erfolgt in rascher Form, so dass sich die Änderung der Zirkulation im Mesopausenbereich als klimatische Verschiebung, und weniger als Trend darstellt. Das Verhalten der Dynamik im Mesopausenbereich korrespondiert mit möglichen Änderungen klimatischer Parameter in anderen Schichten der Atmosphäre und weist auf eine Kopplung atmosphärischer Schichten untereinander hin.

Introduction

Wind oscillations at planetary wave (PW) periods (2, 5, 10, 16 days) in the mesosphere/lower thermosphere (MLT) region, which has been frequently described in literature, are generally interpreted as the signal of PW. During recent years, the question of the interannual variability of these waves has been discussed. In particular it is of interest whether there is a long-term trend in wave parameters which may indicate a possible coupling with climatic trends or shifts in atmospheric layers below the MLT region. Some indication is given that long-term trends may be present in PW activity (Lastovicka et al., 1994; Jacobi et al., 1998), although a clear direction of these trends is not given.

To date there are only few measurements of PW available, which cover a sufficiently long time interval to draw conclusions on PW trends in the MLT region. In addition, results have indicated that these trends may be intermittent, or change direction, which has also been shown for other MLT parameters (e.g. Jacobi et al., 1997a). Lastovicka and Krizan (2006) presented a change of trend in total ozone content (TOC) and ozone laminae, the latter being the signature of ozone streamers in the vertical and thus it may be an indication for PW (breaking) activity in the stratosphere. Assuming that this ozone behaviour is dynamically forced, they compared this behaviour with MLT winds presented by Bremer et al. (1997). Recently, Portnyagin et al. (2006) have presented mean MLT winds at Northern Hemisphere midlatitude stations and found that there is a structural change in MLT prevailing wind and semidiurnal tidal amplitude trends around 1990. Considering the stratosphere, Baumgaertner et al. (2005, their Figure 16) showed PW 1 amplitudes from NCEP/NCAR data at 78°S, which exhibited a clear increase around 1990.

Here, estimates of PW activity from the mesopause wind measurements at Collm, Germany, will be presented and analysed with respect to long-term trends. For this purpose, the measured oscillations of the daily wind data are interpreted as the signal of PW activity after removal of the semidiurnal tidal wind. The paper represents, to a certain degree, an update of the results of Jacobi et al. (1998), but here we include 13 years of additional data, i.e. the time interval 1996-2005 (and January 2006 also, but this data is only used to present time series), and reanalysed data from 1980-1982. This means a doubling of the length of the time series compared to the one in Jacobi et al. (1998), which now allows the detection of long-term trends rather than tendencies only, an investigation of a possible solar cycle effect, and the construction of a more reliable long-term mean climatology. Note that the measurement principle has kept constant during the entire time interval 1980-2005, which allows the detection of trends with little danger of artefacts contaminating these.

One has to keep in mind that the wave parameters itself (wavenumber or phase speed, for instance) cannot be determined from single point measurements and therefore strictly speaking only the term 'oscillations' could be used. However, the accordance of the results with PW estimations known from literature generally is good enough to establish a correlation between the measured oscillations and PW activity. Therefore the term 'waves' is used even if these cannot really be identified from the measurements used here.

Data base and analysis

Daily D1 radio wind measurements in the LF range use the ionospherically reflected sky waves of commercial radio transmitters on three measuring paths (177, 225 and 270 kHz). The measurements are carried out according to the closely-spaced receiver technique. An algorithmic and automated form of the similar-fade method is used to interpret the sky wave field strength measurements as a consequence of wind (see e.g. Schminder and Kürschner, 1994). The data are combined to half-hourly zonal and meridional mean wind values on each frequency. Including the results of the individual

measurements on each of the three frequencies, combined with a weighting function based on an estimate of the "chaotic velocity" (Sprenger and Schminder, 1969), mean values are calculated that refer to a reflection point at 52°N, 15°E. Since during the daylight hours the absorption of the sky wave in the ionospheric D-region is too large, the daily measuring period is restricted to night and twilight hours in summer, while in the most time of the winter the measurements are possible during the whole day. The reflection height is measured on 177 kHz using travel time differences between the ground wave and the ionospherically reflected sky wave. The differences are obtained using side-band phase comparisons of both wave components in the modulation frequency range near 1.8 kHz (Kürschner et al., 1987).

A multiple regression analysis is used to determine estimates of the daily prevailing wind as well as the tidal wind field components from the half-hourly mean values v_z and v_m of the measured zonal and meridional wind components. The spectral selectivity of the separation of prevailing and tidal wind was improved through fitting the measured values for the horizontal wind components as a vector, assuming clockwise circularly polarized tidal wind components (Kürschner, 1991):

$$v_z = u + b \sin(\omega t) + c \cos(\omega t) + \varepsilon, \quad v_m = v + b \cos(\omega t) - c \sin(\omega t) + \varepsilon, \quad (1)$$

and minimising ε , while u and v are the daily zonal and meridional prevailing wind values, and $\omega = 2\pi/12\text{h}$ is the angular frequency of the semidiurnal tide. The diurnal tidal components are not taken into account, because the daily, quasi-regularly distributed data gaps would lead to a large error. On the other hand, at midlatitudes the diurnal tide is, except for spring, a much less dominant feature than the semidiurnal tide. Additionally, the error resulting from neglecting the diurnal oscillation for the most cases only leads to an additionally offset error of the prevailing wind components which will be filtered out for the most part if long-period variations are considered. The semidiurnal tidal amplitudes and phases can be taken from the regression analyses results (coefficients b , c), but they are not regarded in this investigation.

Note that the reflection height is not directly used here. The virtual reflection height h' ranges roughly between 85 and 105 km on a monthly average. After sunrise h' decreases rapidly due to increase in E- and D-region ionisation. Since absorption during the day is large, partially no measurements are possible then. In the late afternoon h' rises slowly to its nighttime values. Additionally, in winter after midnight some times very high values of h' are found as a result of the split of the reflected sky wave into the ordinary and the extraordinary magnetoionic component due to the earth magnetic field. As a consequence of these diurnal reflection height variations not all of the half-hourly measurements can be used for the regression analysis after Eq. (1), since especially in summer large gradients of the zonal prevailing wind and in winter months large vertical gradients of semidiurnal tidal wind amplitude and phase would influence the results of the analysis due to apparent wind variations while the reflection height changes. Therefore only those half-hourly mean wind values are included, when the mean monthly virtual reflection height has values that are sufficiently close to the mean nighttime value of about 95 km. Further details may be found in Jacobi et al. (1998). Note that the real height h is lower than the virtual height due to the travel time

retardation of sky waves near the reflection range in the ionosphere. The differences amounts to about 5 km at $h = 90$ km ($h' = 95$ km) so that our daily winds refer to an approximate altitude of 90 km.

An example of daily zonal and meridional prevailing winds in the year 2005 is given in Figure 1. The zonal winds show the well-known seasonal variations at midlatitudes, with westerly winds in winter and summer, and easterlies around the equinoxes. The meridional wind is weaker. In this case, the long-term mean seasonal cycle, with northerly winds in summer, and small (mainly southerly) winds in winter (e.g. Portnyagin, 1986; Middleton et al., 2002), is not so well expressed here as in other years .

The time series of daily prevailing winds include, besides the seasonal variation, much variability on the day-to-day time scale. This may partly be due to uncertainties in the daily wind analysis, and also to a possible impact of mean nighttime height changes from day to day. A part of this variability, however, is owing to PWs. To investigate this, we applied a Lanczos filter with 100 weights to the time series of daily zonal prevailing winds, using different period bands of 0-3, 3-7, 7-12, 12-30, and 0-30 days, to analyse the variability of the wind field in these period intervals. Note that the data base consists in daily prevailing wind values, so that a period band of 0-3 days in reality means variability at periods between 2 and 3 days, however, including some additional spectral energy coming from shorter periods through aliasing.

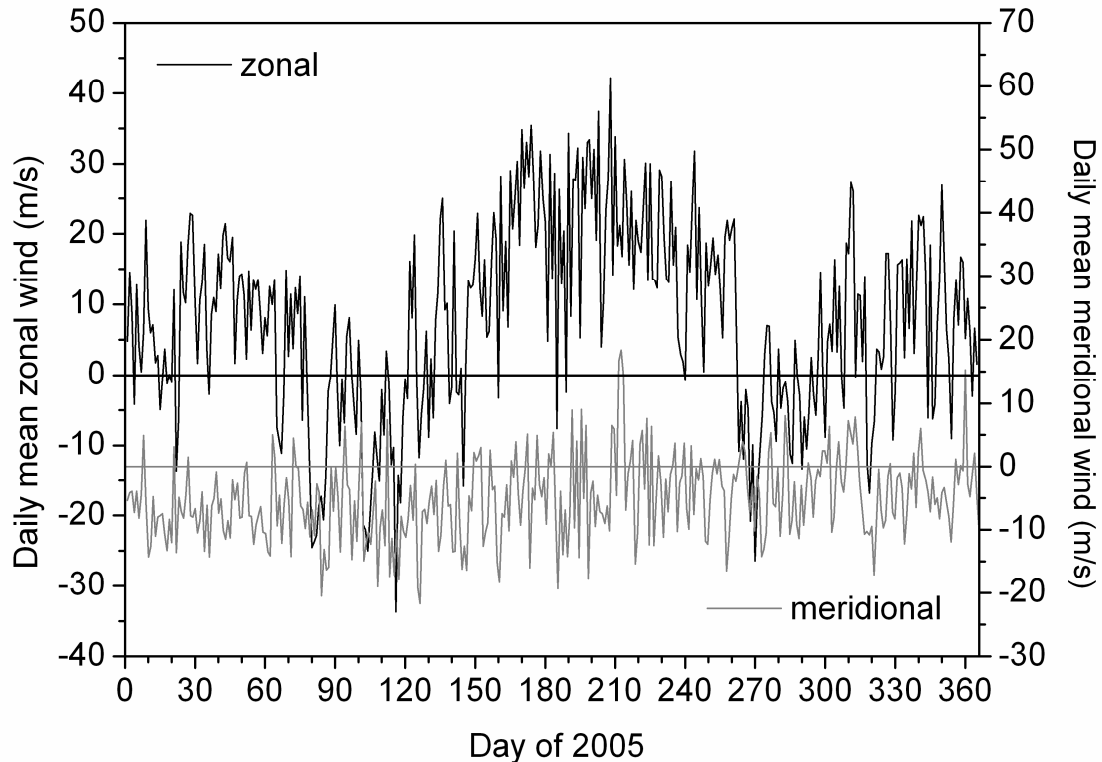


Figure 1: *Examples of time series of daily zonal (positive eastward) and meridional (positive northward) prevailing winds during 2005.*

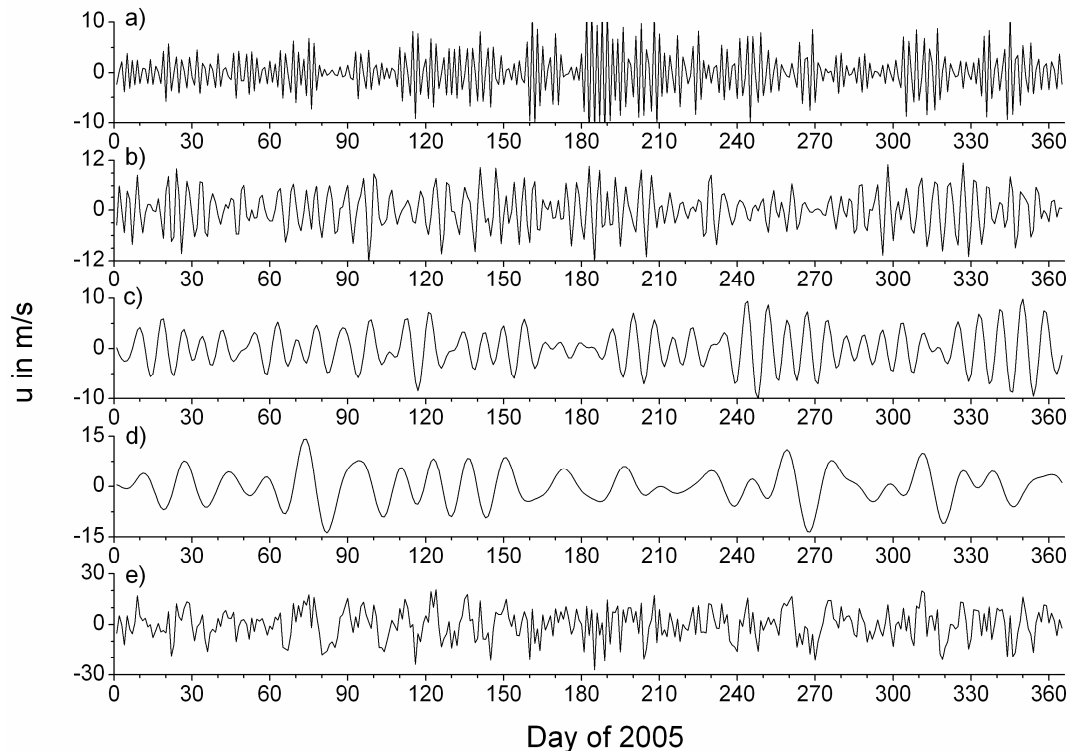


Figure 2: Time series of filtered daily zonal winds in 2005 using different period bands a) 2-3 days, b) 3-7 days, c) 7-12 days, d) 12-30 days, e) 2-30 days.

Examples of filtered time series of the zonal wind, again for the year 2005, are shown in Figure 2. There is a tendency that the short-period waves (2-3 days period range, Figure 2a) maximise in summer at midlatitudes, which is a hint that this is really a signature of the quasi-2-day wave (QTDW), which is mainly a summer phenomenon (Muller and Nelson, 1978). However, since the data base consists in daily zonal prevailing winds, the QTDW is partly invisible in these data depending on its phase position and the estimated amplitude is too small. There is, however, indication that the QTDW phase is, to a certain degree, phase locked (Clark et al., 1994; Jacobi et al., 1997b), so that the filtering of the QTDW through the use of daily prevailing winds is not very variable and the year-to-year variability of our resulting variance thus reflects QTDW variability. Of course, the results concerning the QTDW can be considered as qualitative only. At medium periods (3-7 days, Figure 2b), potentially including the quasi 5-day wave, the seasonal variability appears less strongly expressed, while the long-period variations (7-12 days and 12-30 days, which serve as proxies for the quasi 10- and 16-day wave) show a tendency towards larger amplitudes in winter. This behaviour is typical for PWs, so that we may conclude that at least a considerable part of the variance in the respective period windows is owing to PW activity.

From these filtered time series daily values of the standard deviation σ are calculated using a 48-day time interval each, and the respective value is attributed to the centre of the interval. From these data monthly and annual means are calculated. The procedure is similar to that described in Jacobi et al. (1998), but slightly different period ranges are used here with the filtering of the time series.

Long-term mean wave activity and interannual variability

Figure 2 only gives an example of the seasonal behaviour of wind variability in the long-period range. The long-term mean variability of the total standard deviation, being the square root of the sum of the variances of zonal and meridional winds in the respective period windows, are given in Figure 3 for each month of the year. Values are monthly means averaged over the years 1980-2005. Note that a monthly mean here is constructed from daily means that in turn are taken from a 48-day data window, so that in fact the data of the preceding and following months are to a certain degree included in the respective monthly mean. This provides some additional smoothing of the seasonal cycles shown in Figure 3. The expected variability of the long-period variations in the respective period windows is well visible in Figure 3. The signature of the QTDW maximises during summer months and the 5-day wave shows a slight tendency to peak there also. The long-period waves maximise in winter, but are nevertheless visible during summer, too.

Time series of the zonal, meridional and total variance in the different period intervals are shown in Figure 4. The variance instead of the standard deviation is used here to aim at a more clearly expression concerning the year-to-year variations. The left and right hand panels show the data for January and July, respective, being characteristic for winter and summer conditions. A striking feature is the strong interannual variability. Several panels show a quasi decadal variation with maximum values around 1990. Particularly impressively this variation is visible at the summer 3-7 days period range. Some time series, in particular for the long-period waves (10-day wave, 16-day wave) at times show a clear year-to-year variability. Comparison with the equatorial quasi-biennial oscillation (QBO), however, did not show an unambiguous correlation. A clear long-term trend of the total variance (the solid symbols) is not visible.

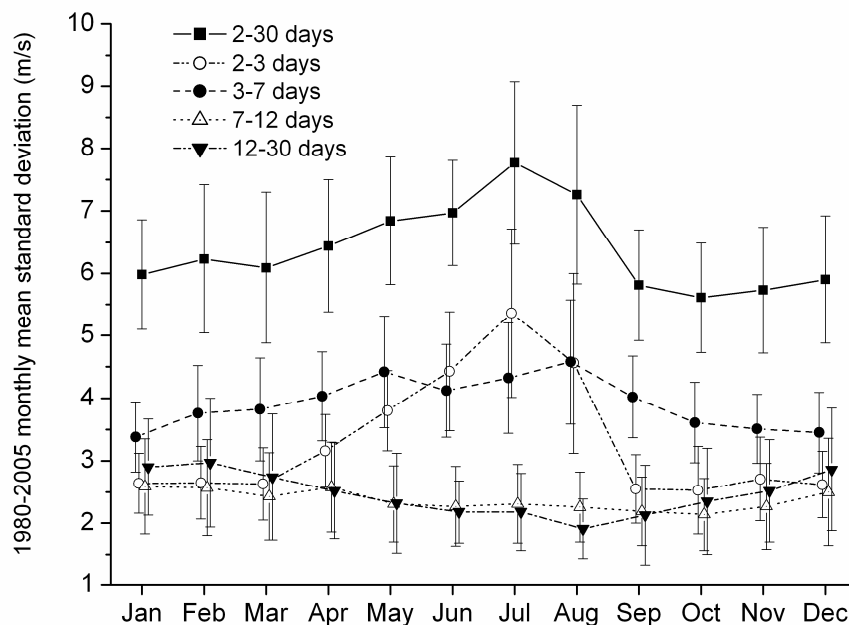


Figure 3: 1980-2005 mean monthly mean standard deviation of daily winds at different period bands.

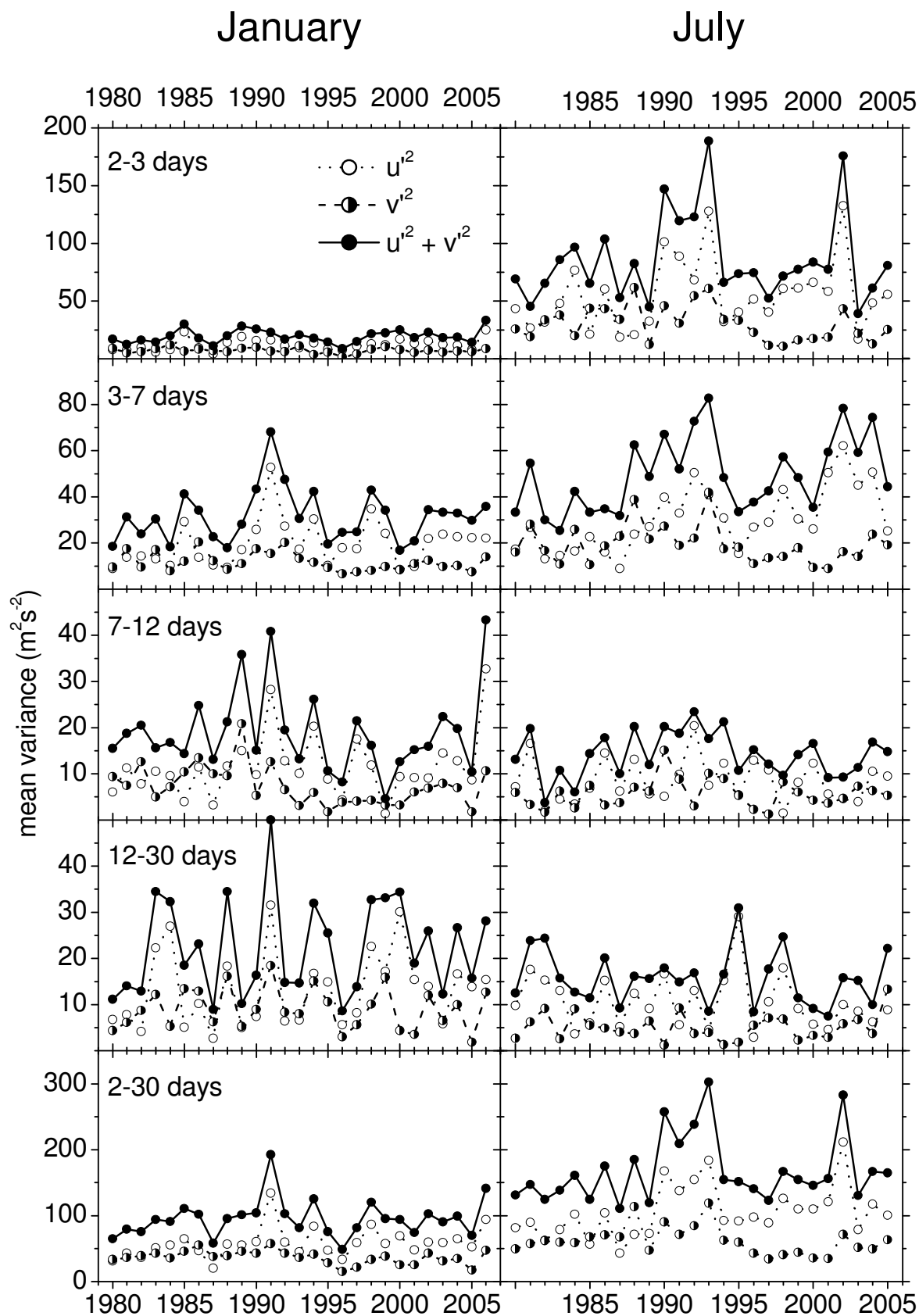


Figure 4: Time series of zonal (u'^2), meridional (v'^2) and total ($u'+v'^2$) wind variance for winter (left panels) and summer (right panels), for different period bands. Note the different scaling of the ordinate in the respective panels.

Figure 4 also shows that, on average, the zonal wind variability is stronger than the meridional one. This is true for each period window considered here, however, there is some indication that, more expressed at short periods, this difference is larger for the later years (since about the 1990s) than for the early years of the measurements, particularly visible as dominating phenomenon in the period range 2-30 days in the bottom left-hand and right-hand panels of Figure 4, too. Taking into account that there is no clear trend for the total variance, this means that during the last 2-3 decades the zonal wind component of PW increased, while the meridional ones decreased. In the following section this behaviour will be analysed in more detail.

Long-term trends and solar influence on long-period oscillations

From some of the time series in Figure 4 a maximum of wind variance around 1990 is visible, which roughly coincides with the maximum of solar cycle 22. To analyse, whether this maximum of the variance around 1990 is owing to a possible influence of solar variability similar to the response of the mean circulation on the 11-year solar cycle (Jacobi and Kürschner, 2006), we analyse the possible long-term trends together with the potential solar cycle influence, and applied a multiple regression analysis to the monthly mean variances

$$\sigma^2 = \sigma_0^2 + A \cdot \text{year} + B \cdot \text{F10.7} , \quad (2)$$

with F10.7 as the solar radio flux, and σ being the monthly mean standard deviation of the time series filtered in the 2-30 days period interval. Eq. (2) was applied to the zonal, meridional and total variance. The coefficients A and B are shown in Figure 5 for each month of the year separately. Solid symbols denote statistically significant correlation according to a t-test.

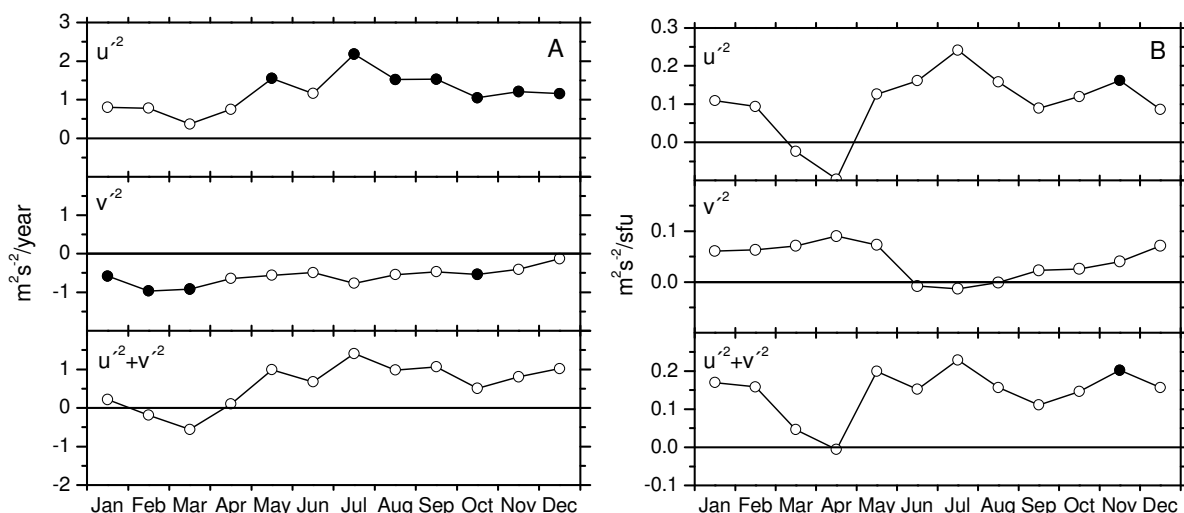


Figure 5: Trend coefficient A (left panel) and solar cycle dependence coefficient B (right panel) of Eq. (2) for variance in the 2-30 days period interval, derived from a multiple regression analysis.

The left panel of Figure 5 shows the behaviour expected from the visual inspection of Figure 4, while the zonal variance increases for each month of the year, the meridional variance decreases. This results, for the total variance, in weak trends, or inconclusive behaviour over the year, with insignificant positive and negative trends for different months.

The right panel of Figure 5 shows the PW dependence on solar activity. The correlation is not significant except for one month; although for the zonal component the coefficients are quite large in summer, the strong interannual variability does not allow conclusions on a possible influence of the solar cycle on MLT wave activity. The mean winds (Jacobi and Kürschner, 2006) do show an influence of the solar activity, but the variability of winds, which is a more indirect parameter since wave propagation is dependent on the mean flow and therefore a solar effect on PW would be a secondary phenomenon, does not exhibit this clear behaviour.

Figure 4 and the left panel of Figure 5 indicate that, while the long-term average total variance does not change, the horizontal components do show a long-term trend in opposite directions, so that the difference between zonal and meridional variability might provide a clear signal of potential long-term variations. As an example, in Figure 6 we present the annual mean differences of the zonal and meridional standard deviations $\Delta\sigma = \sigma_{\text{zon}} - \sigma_{\text{mer}}$ in the period interval 2-30 days, calculated from the monthly means. A linear fit

$$\Delta\sigma = a + b \times \text{year} , \quad (3)$$

gives an increase of $b = 0.12 \pm 0.02 \text{ ms}^{-1}$, with a correlation coefficient of $r = 0.83$. This increase is visible for each period band selected. The results of the linear fits are presented in the first three columns of Table 1.

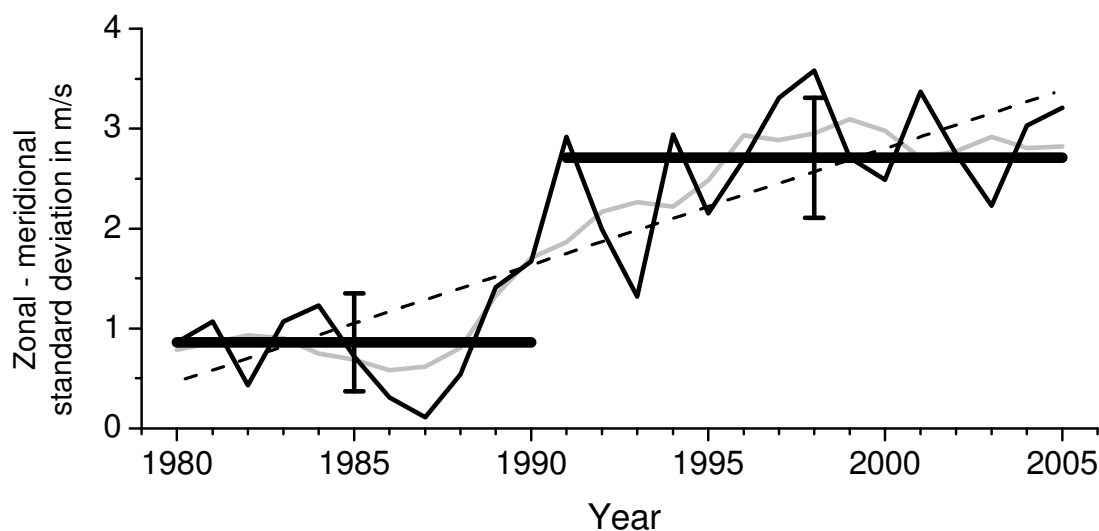


Figure 6: Annual mean differences of zonal–meridional standard deviation $\Delta\sigma$ of filtered (2-30 days) MLT winds. A linear fit curve is added. The grey line represents a 3-year running mean of the data. Mean values and their standard deviations are also shown for the time intervals 1980-1990 and 1991-2005.

Period interval	b ($\text{ms}^{-1}\text{yr}^{-1}$)	r	$\Delta\sigma_{80-90}$ (ms^{-1})	s_{80-90} (ms^{-1})	$\Delta\sigma_{91-05}$ (ms^{-1})	s_{91-05} (ms^{-1})	$\Delta\Delta\sigma$ (ms^{-1})
2-3 days	0.066	0.74	0.34	0.45	1.43	0.38	1.09
3-7 days	0.073	0.74	0.23	0.48	1.38	0.52	1.15
7-12 days	0.040	0.65	0.42	0.24	1.07	0.40	0.65
12-30 days	0.040	0.55	0.68	0.44	1.30	0.49	0.62
2-30 days	0.117	0.83	0.86	0.49	2.71	0.60	1.86

Table 1: Linear trend parameter b from Eq. (3) for annual mean zonal–meridional standard deviations of MLT winds together with the correlation coefficient r . Also given are mean annual mean $\Delta\sigma_{80-90}$ and $\Delta\sigma_{91-05}$ until 1990 and after 1990, with standard deviations s , and the difference $\Delta\Delta\sigma = \Delta\sigma_{91-05} - \Delta\sigma_{80-90}$, for different period bands. Residuals between the difference of the 4th and 6th column and the last column are due to rounding errors.

Analysis of a possible climatic shift around 1990

Figure 6 is an example of the long-term behaviour of $\Delta\sigma$ and shows a clear increase of the difference between zonal and meridional long-period wind variations. However, as can be seen from the figure, in particular from the slightly smoothed data, the increase of this difference is probably not linear, but rather shows a stepwise behaviour, with a climatic shift around a certain time, and small trends before and after that time. From visual inspection we assume that this shift appears around 1990, and in the following we compare the $\Delta\sigma$ data from 1980-1990 with those from 1991-2005. Long-term mean of annual mean standard deviations and the standard deviations of these means are also shown in Figure 6. A significant difference is visible. Again, this stepwise change around 1990 is evident for each period window analysed here (see the last 5 columns in Table 1).

PWs in the mesosphere are generally assumed to be propagating upwards from the lower atmosphere or are the result of instability of the mesospheric jets, the latter is the case especially with the quasi two-day wave. This raises the question whether some climatic change around 1990 is visible in tropospheric or lower stratospheric parameters, too. Baumgaertner et al. (2005, their Figure 16) showed PW 1 amplitudes from NCEP/NCAR data at 78°S, which exhibited a clear increase around 1990. Also, the change of trends in ozone laminae (Lastovicka and Krisan, 2006) indicate that there is a change in stratospheric PW activity that may be connected with the MLT wave activity.

Stratospheric analyses

For analysis of stratospheric PW activity and the detection of possible similar climatic shifts, NCEP/NCAR horizontal winds at 30 hPa are used. We used the phase-differ-

ence method for analysing PW in space-time from global gridded meteorological fields through observation of the longitudinal phase change for separation (Pogoreltsev et al., 2002). The zonal harmonic decomposition for one latitude circle (52.5°N) is done using singular value decomposition, resulting in time-dependent coefficients for the cosine and sine term for each mode (zonal wavenumber $m=1,2,3$). Calculating the amplitude and phase from the coefficients two eastward propagating waves can be generated describing the behaviour of the field at longitudes 0°W and 90°W for $m=1$ and 0°W and 45°W for $m=2$. The phase difference of both waves at these points gives an image of the eastward and westward travelling part. An applied Fourier analysis shows the spectral behaviour for each component resulting a characteristic compositions of waves isolated from the atmospheric signals during a time segment of 48-days. The amplitude and phase of the stationary part are calculated from the two coefficients which are constant for both waves during the selected time interval. This procedure is repeated by shifting the window by one day, providing time dependent images of wave activity during selected time intervals.

Annual mean zonal and meridional stratospheric SPW1 amplitudes are shown in the upper panel of Figure 7. The curves show, as the MLT wind data does, a tendency for an increase after 1990, which is in correspondence with literature results (Baumgaertner et al., 2005). Moreover, the interannual behaviour especially of the zonal component shows, at least for the second part of the time series, e.g. after about 1990, a hint to a solar cycle connection, with, on average, weaker wave activity during solar maximum.

Note that the meridional component, in contrast to the behaviour of the MLT amplitudes, also shows an increase after 1990. A clear trend is not visible; there are several years with large amplitudes in the 1980s and few years of weak amplitudes around 2000. Thus, when calculating the difference of zonal and meridional amplitude to compare the data with Collm MLT wind ones, the possible trend or climatic shift even decreases. Zonal-meridional amplitude differences are presented in the lower panel of Figure 7. Mean values and their standard deviations are shown for the time intervals 1980-1990 and 1991-2005. Although visually the change around 1990 is noticeable, the mean values before and after 1990 differ only slightly, and this difference is not significant. Note that there is a tendency for stronger interannual variability after 1990. The grey line in the lower panel of Figure 7 represents a linear curve fit for the years 1980-1990 (correlation coefficient $r = 0.67$). The corresponding fit for the time after 1990 reveals a zero trend ($r < 0.01$). Although the linear trends are not significant at the 95% level, it indicates a possible change after 1990 also in the stratosphere.

Note that the Collm analysis, derived from one single ground-based measurement, does not include any information on SPW. However, travelling PW interact with the SPW and therefore in the MLT region may carry the signature of SPW1 variability. The corresponding change of the trend or mean level, respectively, of wave activity in the stratosphere and MLT thus indicates a possible interaction of PW in the stratosphere that leads to a coupling of middle atmosphere layers.

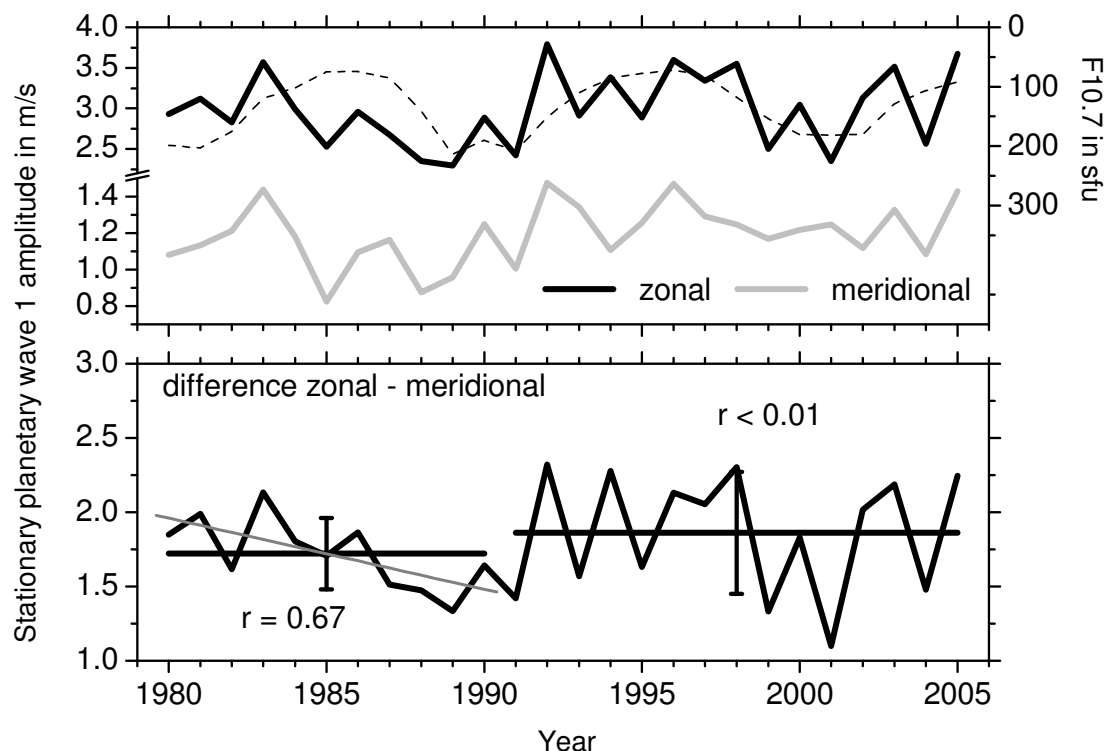


Figure 7: Upper panel: Annual mean SPW1 amplitudes at 30 hPa, 52.5°N. Note the different scaling before and after the axis break. The F10.7 radio flux is added as a dashed line. Note that the axis orientation is reversed. Lower panel: Differences of zonal–meridional SPW1 amplitudes. Mean values and their standard deviations are also shown for the time intervals 1980–1990 and 1991–2005. The grey line represents a linear curve fit for the years 1980–1990. The corresponding fit for the time after 1990 reveals a zero trend. The correlation coefficients for the fits are also given.

Conclusions

Analysing 26 years of long-period MLT wind variations over Collm, which may be interpreted as the signal of PW, we found a signal of long-term trends during the last 2–3 decades, which is in opposite direction when the two horizontal components are considered, namely the zonal wind fluctuations increase, while the meridional wind fluctuations decrease. Analysing the PW activity in detail shows that the trend is non-linear, while before and after about 1990 weak trends are visible; a climatic shift appears between these two time intervals.

This shift occurring around 1990 corresponds with changes of other MLT parameters at that time. Relatively early it was shown that there are changes in the observed long-term trends of mean winds and tides over Collm (Jacobi et al., 1997a). Recently it could be shown that these changes are of hemispheric scale (Portnyagin et al., 2006). Of specific interest in this connection has been the long-term decrease of the semidiurnal tidal amplitudes since the beginning of the MLT wind measurements. The more recent data show that this decrease has levelled off, or even turned to an increase. This is in correspondence with magnetometer measurements presented by Jarvis (2005).

We may conclude that there are structural changes of long-term trends in some MLT parameters, which may together represent a signature of changes of trends of the global circulation.

There are other atmospheric parameters that also show a change in long-term trends. This is a tendency towards a recovery of the ozone layer (visible in the total ozone content as well as in upper stratospheric ozone) which possibly began around 1996 (Newchurch, et al., 2003; Reinsel et al., 2005). The total ozone and ozone laminae trend patterns indicate a corresponding change in the sign of trends in the mid-1990s, its origin being probably changes in trends in stratospheric dynamics (for example, the midlatitude winter heat flux at 100 hPa increases since mid-1990s) and in a decrease of chlorine loading (Dhomse et al., 2005; Krizan and Lastovicka, 2005). Wild et al. (2005) reported that global dimming, i.e. the decline in solar radiation has changed to a solar brightening after 1990, which is in reconcilable with changes in cloudiness and atmospheric transmission, and may also influence global circulation.

Baumgaertner et al. (2005, their Figure 16) showed PW 1 amplitudes from NCEP/NCAR data at 78°S, which exhibited a clear increase around 1990. Also, the change of trends in ozone laminae (Lastovicka and Krizan, 2006) indicate that there is a change in stratospheric PW activity that may be connected with the MLT wave activity. Our own analysis in Figure 1 also indicates a change in stratospheric wave activity around 1990. This suggests that MLT PW activity is connected with stratospheric PW.

In conclusion, we have shown that the midlatitude MLT and planetary wave activity shows a structural trend change around 1990. This change is in correspondence with changes of the lower and middle atmosphere, which may indicate that the MLT dynamics are forced by global atmospheric changes. Note, however, that the structure of these changes may differ, so that some parameters show a sequence of decreasing and increasing, as ozone or solar radiation, while MLT PW activity variations indicate a climatic shift with distinct non-linear behaviour. Therefore the interpretation of the MLT trends has to be made with special care. This is also the case since the time series available are still comparatively short, and it is not clear whether detected changes or trends will continue for the next decades. More research on these trends and the connection between lower/middle atmosphere and MLT is necessary to clarify these points.

Acknowledgements

This study has been partly supported by DFG under grant JA 836/19-1 (CPW-TEC) within the DFG Special Priority Program 1176 "CAWSES - Climate and Weather of the Sun-Earth System". NCEP/NCAR stratospheric reanalyses have been provided by the NOAA/OAR/ESRL Physical Sciences Division, Boulder (USA), through their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov>. F10.7 solar radio fluxes have been provided by NOAA/NGDC Solar-Terrestrial Physics Division through their Web site on <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/stp.html>.

References

- Baumgaertner, A.J.G., McDonald, A.J., Fraser, G.J., and Plank, G.E.: Long-term observations of mean winds and tides in the upper mesosphere and lower thermosphere above Scott Base, Antarctica, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 67, 1480-1496, 2005.
- Bremer, J., Schminder, R., Greisiger, K.M., Hoffmann, P., Kürschner, D., and Singer, W.: Solar cycle dependence and long-term trends in the wind field of the mesosphere/lower thermosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59, 497-509, 1997.
- Clark, R.R., Current A.C., Manson A.H., Meek C.E., Avery S.K., Palo S.E., and Aso T.: Hemispheric properties of the two-day wave from mesosphere-lower thermosphere radar observations, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 1279-1288, 1994.
- Dhomse, S., Weber, M., Wohltmann, I., Rex, M., and Burrows, J.P., On the possible causes of recent increases in NH total ozone from a statistical analysis of satellite data from 1979 to 2003, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5, 11331–11375, SRef-ID: 1680-7375/acpd/2005-5-11331, 2005.
- Jacobi, Ch., Schminder, R., Kürschner, D., Bremer, J., Greisiger, K.M., Hoffmann, P., and Singer, W.: Long-term trends in the mesopause wind field obtained from D1 LF wind measurements at Collm, Germany, *Adv. Space Res.*, 20, 2085-2088, 1997a.
- Jacobi, Ch., Schminder, R., and Kürschner, D.: The quasi two-day wave as seen from D1 LF wind measurements over Central Europe (52°N, 15°E) at Collm, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59, 1277-1286, 1997b.
- Jacobi, Ch., Schminder, R., and Kürschner, D.: Planetary wave activity obtained from long-term (2-18 days) variations of mesopause region winds over Central Europe (52°N, 15°E), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 60, 81-93, 1998.
- Jacobi, Ch., and Kürschner, D.: Long-term trends of MLT region winds over Central Europe, *Phys. Chem. Earth*, 31, 16-21, 2006.
- Krizan, P., and Lastovicka, J.: Trends in positive and negative ozone laminae in the Northern Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 110, D10107, doi: 10.1029/2004JD005477, 2005.
- Kürschner, D.: Ein Beitrag zur statistischen Analyse hochatmosphärischer Winddaten aus bodengebundenen Messungen, *Z. Meteorol.*, 41, 262–266, 1991.
- Kürschner, D., Schminder, R., Singer, W. and Bremer, J.: Ein neues Verfahren zur Realisierung absoluter Reflexionshöhenmessungen an Raumwellen amplitudenmodulierter Rundfunksender bei Schrägeinfall im Langwellenbereich als Hilfsmittel zur Ableitung von Windprofilen in der oberen Mesopausenregion, *Z. Meteorol.*, 37, 322–332, 1987.
- Lastovicka, J., Fiser, V., and Pancheva, D. : Long-term trends in planetary wave activity (2-15 days) at 80-100 km inferred from radio wave absorption, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 893 – 899, 1994.
- Lastovicka, J., and Krizan, P.: Trends in laminae in ozone profiles in relation to trends in some other middle atmospheric parameters, *Phys. Chem. Earth*, 31, 46-53, 2006.

Middleton, H.R., Mitchell, N.J., and Muller, H.G.: Mean winds of the mesosphere and lower thermosphere at 52° N in the period 1988-2000, *Ann. Geophysicae*, 20, 81-91, 2002.

Muller, H.G., and Nelson, L.: A travelling quasi 2-day wave in the meteor region, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 761-766, 1978.

Pogoreltsev, A.I., Fedulina, I.N., Mitchell, N.J., Muller, H.G., Luo, Y., Meek, C.E., and Manson, A.H., 2002: Global free oscillations of the atmosphere and secondary planetary wave s in the MLT region during August/September time conditions, *J. Geophys. Res.*, 107(D24), 4799, doi:10.1029/2001JD001535.

Portnyagin, Yu.I., Merzlyakov, E.G., Solovjova, T.V., Jacobi, Ch., Kürschner, D., Manson, A., and Meek, C.: Long-term trends and year-to-year variability of mid-latitude mesosphere/lower thermosphere winds, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, in press, 2006.

Newchurch, M.J., Yang, E.-S., Cunnold, D.M., Reinsel, G.C. , Zawodny, J.M., and Russell III, J.M.: Evidence for slowdown in stratospheric ozone loss: First stage of ozone recovery, *J. Geophys. Res.*, 108, 4507, doi:10.1029/2003JD003471, 2003.

Portnyagin, Yu.I.: The climatic wind regime in the lower thermosphere from meteor radar observations, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 48, 1099-1109, 1986.

Reinsel, G.C., Miller, A.J., Weatherhead, E.C., Flynn, L.E., Nagatani, R.M., Tiao, G.C., and Wuebbles, D.J.: Trend analysis of total ozone data for turnaround and dynamical contributions, *J. Geophys. Res.*, 110, D16306, doi:10.1029/2004JD004662, 2005.

Schminder, R., and Kürschner, D.: Permanent monitoring of the upper mesosphere and lower thermosphere wind fields (prevailing and semidiurnal tidal components) obtained from LF D1 measurements in 1991 at the Collm Geophysical Observatory, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 56, 1263 –1269, 1994.

Sprenger, K., and R. Schminder: Results of ten years´ ionospheric drift measurements in the l.f. range, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 29, 183-199, 1969.

Wild, M., Gilgen, H., Roesch, A., Ohmura, A., Long, C.N., Dutton, E.G., Forgan, B., Kallis, A., Russak, V., and Tsvetkov, A.: From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface, *Science*, 308, 847-850, 2005.

Addresses of Authors:

Christoph Jacobi, Peter Hoffmann, Institute for Meteorology, University of Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig, jacobi@uni-leipzig.de

Dierk Kürschner, Faculty of Physics and Earth Science, University of Leipzig, Collm Observatory, 04779 Wermsdorf, kuersch@uni-leipzig.de

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig Bd. 41

Interannual variability of the quasi two-day wave over Central Europe (52°N, 15°E)

Christoph Jacobi, Dierk Kürschner

Summary

Using the spaced receiver method in the low-frequency (LF) range, lower E-region ionospheric drifts are measured at Collm Observatory, Germany since several decades. These drifts are interpreted as upper mesospheric winds at the reflection height of the used amplitude modulated LF radio waves, the latter being measured since 1983 using travel time differences between the ground wave and the ionospherically reflected sky wave within a small sideband range near 1.8 kHz above and below the carrier frequency. One regular feature of midlatitude upper mesosphere winds is the quasi two-day wave (QTDW), known as a wavenumber 3 or 4 wave in the middle atmosphere, usually occurring as one or more bursts during the summer season at midlatitudes. The QTDW bursts, as measured in LF winds, shows substantial decadal and interannual variability. Comparison with the background winds show that the onset of QTDW bursts is found near maximum values of the vertical wind shear, and maximum QTDW amplitudes are measured, on average, about one week after the maximum wind shear. This supports the theory that the QTDW is forced by instability of the summer mesospheric wind jet.

Zusammenfassung

Am Observatorium Collm werden seit mehreren Jahrzehnten Langwellenwindmessungen in der unteren ionosphärischen E-Schicht durchgeführt. Die zugehörige Reflexionshöhe wird, auf der Basis von Laufzeitdifferenzmessungen zwischen der Raum- und Bodenwelle, seit 1983 ebenfalls registriert. Eines der regelmäßig beobachteten Phänomene ist die quasi 2-Tage-Welle, die als eine planetare Welle der Wellenzahl 3 oder 4 bekannt ist. Diese Welle erscheint in mittleren Breiten in einem oder mehreren Schüben im Sommer. Nach den Messungen am Collm besitzt die Welle eine deutliche Variabilität von Jahr zu Jahr. Vergleiche mit dem zonalen Grundwind zeigen, dass das Auftreten von Maxima der 2-Tage-Welle in vielen Fällen mit erhöhter vertikaler Windscherung in Verbindung steht, so dass im langzeitlichen Mittel maximale Wellenamplituden einige Tage nach dem Auftreten maximaler Windscherung zu finden sind. Dies unterstützt die These, dass die quasi 2-Tage-Welle durch barokline Instabilität des sommerlichen Mesosphärenjets angeregt wird.

Introduction

One of the strongest signals in midlatitude mesosphere/lower thermosphere (MLT) winds is the quasi-two-day wave (QTDW). This wave has been measured both in equatorial and midlatitude regions since the 1970s (Muller, 1972; Babadshanov et al., 1973), and has been identified as a westward propagating wave with wavenumbers 3 or 4 (Muller and Nelson, 1978; Meek et al., 1996). The wave is confined to lower

latitudes in the stratosphere and lower mesosphere, but also propagates to the summer hemisphere MLT at midlatitudes (e.g. Fröhlich et al., 2003) so that at middle latitudes the QTDW is known as a summer phenomenon, with a weak secondary wave activity maximum during winter (Muller and Nelson, 1978).

The QTDW broadly has the character of a Rossby normal mode (Salby, 1981), but is believed to be forced by baroclinic instability of the summer wind jet (Plumb, 1983). The possible forcing of the QTDW through instability implicates a connection with the background wind shear (Plumb, 1983), being one factor affecting the meridional gradient of the potential vorticity, and QTDW amplitudes. Merzlyakov and Jacobi (2004) found from numerical calculations that increasing the summer mesospheric wind jet leads to the onset of a QTDW. Strongest vertical wind shear in the midlatitude MLT is found near solstice. Consequently, with decreasing shear the QTDW amplitudes strongly decrease after approximately mid August.

The period of the QTDW is close to 48 hours, but usually differs a bit from this exact value. In particular, a tendency towards shorter periods with increasing amplitude has been found, while towards the end of the QTDW season the periods tend to increase (Jacobi et al., 1997a). Therefore, analysis of the 48 hr oscillation is a good proxy for the QTDW activity. At midlatitudes, the QTDW activity is very variable both from year to year and within one year. Usually the wave appears as burst of about 2 weeks duration. During one summer season, several bursts of wave activity may be found.

In this study we make use of the long-term measurements of MLT winds at Collm to analyse the possible correspondence of QTDW amplitudes and background wind shear.

Data base and analysis

We make use of the low-frequency (LF) wind and reflection height measurements performed at Collm Observatory, which have been carried out since late 1982 (wind measurements without accompanying height estimations date back much longer). Using the spaced receiver method in the LF range, lower E-region ionospheric drifts are measured since the 1960s, which are interpreted as upper mesospheric winds at the reflection height of LF radio waves. The reflection height is measured since September 1982 using travel time differences of the ground wave and the reflected sky wave on a sideband near 1.8 kHz. The measurements are described in detail by Kürschner (1975, 1981), Kürschner and Schminder (1980), and Kürschner et al. (1987). They refer to an ionospheric reflection point at 52°N, 15°E, and a height between 80 and 100 km, depending of season and time of day.

Individual wind values are measured through estimations of time displacements (at a temporal resolution of 0.25 s) between corresponding fading extrema on closely spaced receivers. These wind values are combined to half-hourly means, which again were subjected to harmonic analysis based on multiple regression analyses with quadratically height-dependent coefficients, and using a running 10-day data window while

attributing the respective day to the middle of the data window. We included into the analysis the semidiurnal tide and a 48 hr oscillation, the latter taken as a measure of the QTDW. For the semidiurnal tide, but not for the QTDW, circular polarization was assumed. The uncertainty of the wind values amounts to 5 ms^{-1} . (e.g. Jacobi et al., 1997b) The zonal prevailing wind gradient was calculated from the wind difference between 90 and 95 km. Prevailing winds and wave amplitudes were analyzed for a height of 92.5 km. No group retardation correction was applied, therefore these measured heights have to be considered as virtual, and real heights refer to an altitude of about 85 km (Jacobi et. al., 2006). As a further consequence the real zonal prevailing wind gradient may be somewhat stronger. In the following we only regard relative wind gradient changes.

Long-term results

Figure 1 presents 23-year mean values of the zonal prevailing wind gradient, the zonal prevailing wind itself, and the QTDW amplitude. Standard deviations are shown for QTDW amplitudes and vertical zonal prevailing wind gradients, each calculated from the 23 values corresponding to the respective day of the year. While the QTDW activity in winter is small, large amplitudes are found only from March through August. It can be seen that on average the maximum burst of QTDW activity occurs some time after the maximum vertical wind shear is measured. However, the interannual variability, expressed through the standard deviation of QTDW amplitudes, is large. In addition, obviously several bursts of large wind shear and QTDW amplitudes may appear in one year.

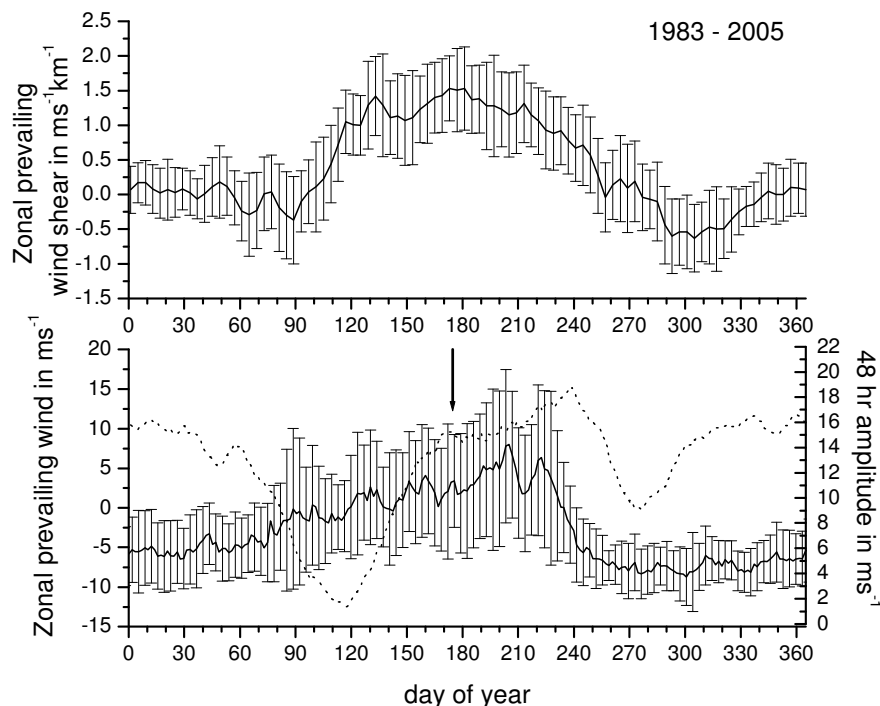


Figure 1: 23-year mean vertical gradient of the zonal prevailing wind at 2.5 km virtual height (upper panel), zonal prevailing wind (lower panel, dotted line, left axis) and QTDW amplitude (lower panel, right axis). Standard deviations are shown for QTDW amplitudes and vertical wind gradients.

As also seen in Figure 1, there is no simple relation between the zonal prevailing wind and vertical wind gradients. This to a certain degree weakens conclusions of earlier results on the connection between the QTDW and the mean zonal circulation (Jacobi et al., 1997a). There it was found that during the growth of the QTDW activity the zonal westerly wind is slowed down or even reversed (a tendency towards such a behaviour is also visible in July after day #180, marked by the arrow in the lower panel of Figure 1). Including the vertical zonal wind gradient leads to additional insight into the process of QTDW generation.

Two examples that represent different behavior for single years are shown in Figure 2. In 2003, on the upper panel, one clear maximum of wind shear is visible in early July (after day #180, see the arrow in the upper panel of Figure 2), connected with an onset of QTDW activity near that maximum. After that, the wind shear decreases. In 2004, the situation is less clear, there are two large and one smaller burst of QTDW activity. While the wind shear is large more or less throughout the summer, it still may be possible to connect at least the two larger QTDW amplitude maxima with wind shear maxima. However, wind shear and QTDW amplitudes are not well correlated during this summer compared with 2004.

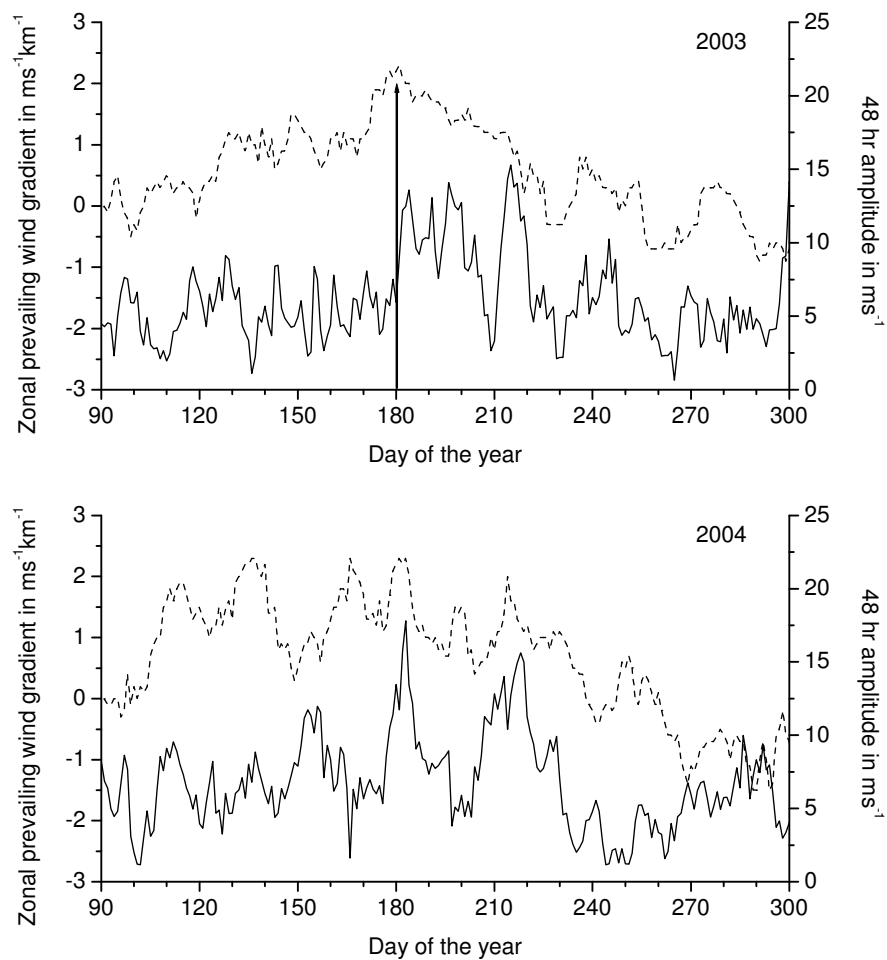


Figure 2: Examples of QTDW amplitudes (solid) and zonal prevailing wind shear (dotted) in 2003 (upper panel) and 2004 (lower panel).

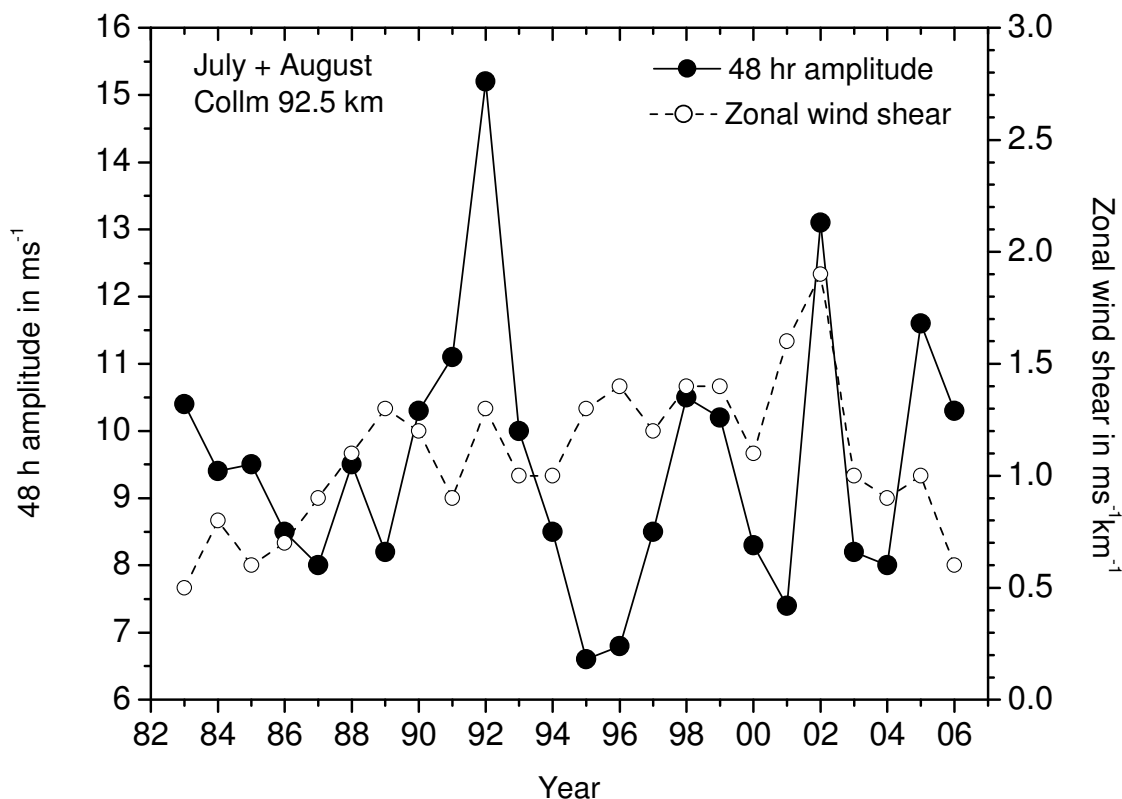


Figure 3: *July+August mean QTDW amplitudes and vertical zonal prevailing wind gradients.*

The apparent connection between QTDW amplitude and wind shear raises the question of their long-term behavior. July/August mean values are shown in Figure 3. While during the last decade of the measurements (roughly after 1996) a good correspondence between the year-to-year variations of QTDW amplitudes and wind shear is found, this is not the case with the earlier measurements. This means that the connection between QTDW and wind shear is more complicated. In particular a time delay between wind shear and maximum wave activity may be assumed. This delay is analysed in the following section.

23 year mean composites

Figure 4 shows a composite of zonal prevailing wind gradients, relative to the day of each year, when the QTDW amplitude (square root of zonal and meridional values squared) first exceeds a value of 15 m/s. 19 years out of the 23 years under consideration have been included in the analysis; during the remaining 4 years the QTDW amplitudes did not reach a value of 15 m/s. The same analysis was done using 10 m/s (all 23 years included) and 20 m/s (11 years included) as threshold (not shown here), resulting in similar behavior. We do not present the corresponding results for possible further QTDW bursts in one single year, because the oscillatory nature of QTDW amplitudes in some years makes it possible that the MLT winds before one burst are already affected by the preceding burst. Figure 4 shows that roughly during the week

before the QTDW amplitude reaches large values the wind shear maximizes, but decreases when the QTDW amplitude is large. This is in correspondence with the picture of an instability causing the QTDW, which then tends to remove the source of the instability, i.e. the wind shear (Merzlyakov and Jacobi, 2004). Note that later on the wind shear increases again. This is owing to the fact that in many years more than one burst of QTDW activity is registered, and Figure 4 only refers to the first one of these bursts, so that in many cases the wind shear recovers (see lower panel of Figure 2).

The choice of the reference day in the manner as has been done in Figure 4 is somewhat arbitrary. Therefore in another analysis we used these days of the year as reference day, when the amplitude of the QTDW reached its absolute maximum during the respective year. The composite wind shear is presented on the upper panel of Figure 5. One can see that, on average, the wind shear maximizes several days (typically one week) before the QTDW amplitude reaches its maximum. The interannual variability, for example to be expressed through the standard deviation of the 23 year values from which one of the data points in Figure 5 is calculated, is large and amounts to typically 5 ms^{-1} for the QTDW amplitude and $0.5 \text{ ms}^{-1}\text{km}^{-1}$ for the wind shear. However, still the decrease of the wind shear during the strongest QTDW burst (approximately $-0.5 \text{ ms}^{-1}\text{km}^{-1}$ from day -5 to day 15) is at least of the order of the standard deviation.

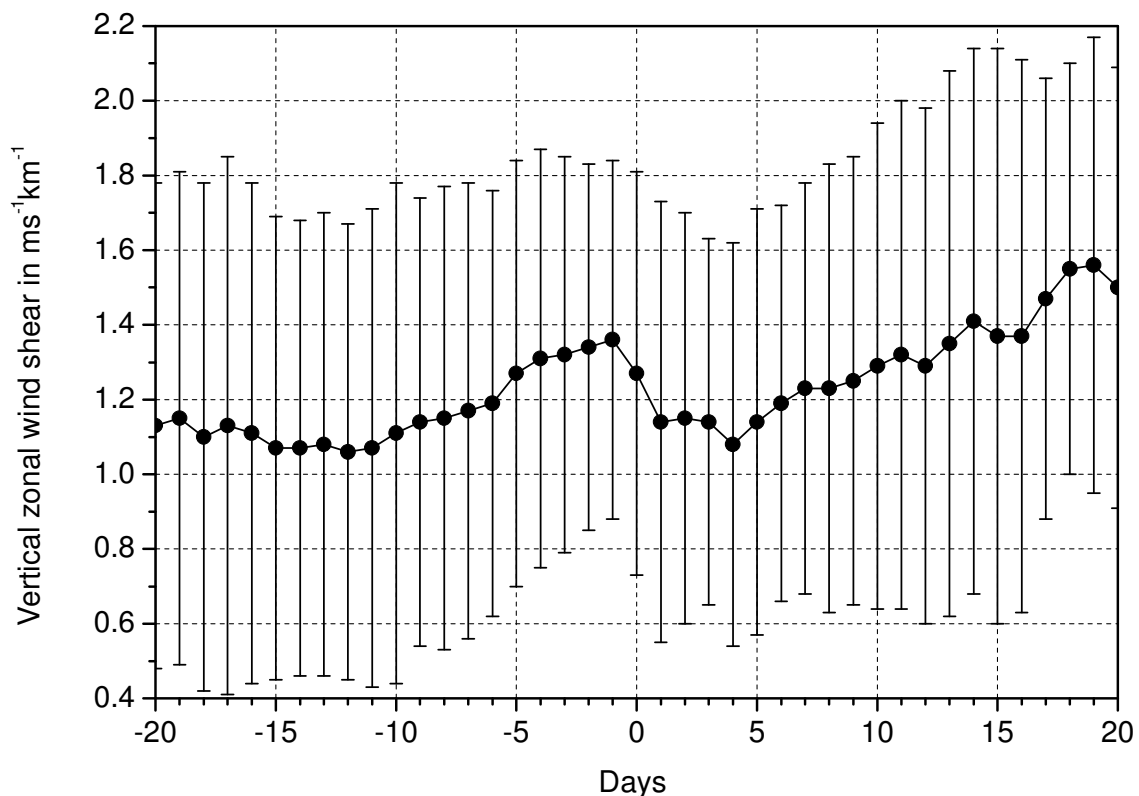


Figure 4: Composite of 1983-2005 mean zonal prevailing wind gradients, relative to the day of each year, when the QTDW amplitude first exceeds 15 m/s .

Considering the mean wave amplitudes relative to the day of maximum wind shear the maximum amplitudes are found about one week after the maximum wind shear appears, which corresponds to the picture given in the lower panel of Figure 5. Another maximum of QTDW amplitudes is seen about 2 weeks before the wind shear maximum has happened; this one is connected with earlier QTDW bursts. On average, maximum wind shear is found near solstice, and QTDW bursts may appear after solstice as well as before (although less frequently in the latter case). A similar picture is not visible on the upper panel of Figure 5, because maximum QTDW wave activity more or less tends to mark the end of the QTDW season. Note that the average change of QTDW amplitudes before and after the time of maximum wind shear is smaller than the amplitude standard deviation.

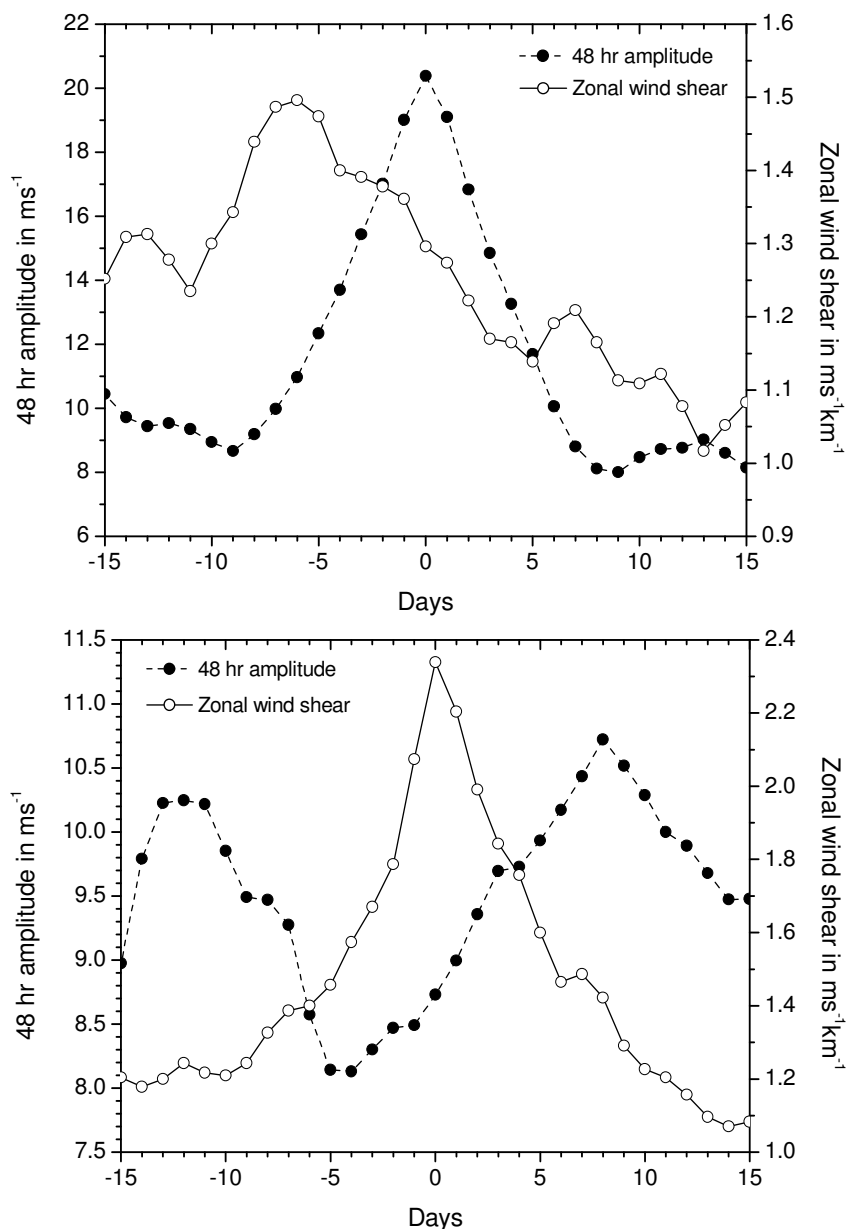


Figure 5: Composites of 1983-2005 mean QTDW amplitudes (left axes) and zonal wind shear (right axes), relative to that day of each year, when the 48 hr amplitude maximises (upper panel) and that day, when the zonal wind shear maximises (lower panel).

The long-term average maximum QTDW amplitude reaches $20 \pm 5 \text{ ms}^{-1}$ (upper panel of Figure 5). This is much more than the 10.7 ms^{-1} that is found after the time of maximum shear. This, as well as the different shapes of the curves for wind shear and wave amplitude in Figure 1 show that the strongest wind shear during the summer is not necessarily connected with the strongest QTDW burst. Instability of the circulation is connected with a negative gradient q_y of zonal mean potential vorticity, and zonal wind shear (or rather its curvature) is only one part which, together with the meridional wind curvature that cannot be observed using one radar, contributes to q_y . This also, besides a time shift between shear and wave activity forced through that shear, explains the weak correspondence of vertical wind shear and mean QTDW amplitude in Figure 3, and is the reason for the relatively small differences of QTDW amplitudes before and after the wind shear maximum relative to the interannual variability (lower panel of Figure 5).

Conclusions

We have analyzed the variability of the QTDW in the course of the summer seasons using LF MLT wind measurements from 1983-2005. The QTDW is generally believed to be forced by baroclinic instability of the summer mesospheric wind jet. A connection between the quasi two-day wave and the mean circulation has been reported from measurements (Craig et al., 1985; Plumb et al., 1987; Poole, 1990), mainly basing on case studies. It was found, that during the growing of the quasi two-day wave pulse the zonal westerly wind is slowed down or even reversed. However, our measurements did not show convincing evidence for a connection of the QTDW with the background mean wind in a statistical sense, but rather a connection between QTDW and vertical wind shear. This connection, however, is not expressed through a direct correlation between wind shear and QTDW amplitude, but through a relationship of their increase and decrease in the course of the summer.

If an instability forces a wave, this wave tends to remove the source of the instability (Merzlyakov and Jacobi, 2004), so that a phase delay between wind shear and wave amplitude can be expected. Such a phase delay was really observed in the Collm winds. On a long-term average, maximum QTDW amplitudes are found approximately one week after maximum wind shear is measured, and there is a tendency for decreasing wind shear during the strongest QTDW event in one summer. This correspondence does not imply a clear correlation between the strength of the wind shear and the amplitude in a particular case: while maximum wind shear on average is found near solstice, the largest QTDW amplitudes are measured in late summer. This is also reflected in the weak correlation of summer mean QTDW amplitudes and wind shear values.

The MLT represents a crucial region of the atmosphere, since there coupling processes between the lower and middle atmosphere and the upper atmosphere take place mainly through wave-wave and wave-mean flow interaction. Knowledge of the degree of coupling will help improving models that cover the middle and upper atmosphere.

Acknowledgements

This study has been partly supported by DFG under grant JA 836/19-1 (CPW-TEC) within the DFG Special Priority Program 1176 "CAWSES - Climate And Weather of the Sun-Earth System".

References

- Babadshanov, P.B., B.V. Kalchenko, B.L. Kashcheyev, and V.V. Fedynsky, 1973: Winds in the equatorial lower thermosphere (in russ.). Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR, 208, 6, 1334-1337.
- Craig R.L., R.A. Vincent, and R.A. Plumb, 1985: On the interaction between the quasi-2-day wave and the mean flow. Handbook for MAP, 18, 76-79.
- Fröhlich, K., A. Pogoreltsev, and Ch. Jacobi, 2003: Numerical simulation of tides, Rossby and Kelvin waves with the COMMA-LIM model. Adv. Space Res., 32, 863-868, doi:10.1016/S0273-1177(03)00416-2.
- Jacobi, Ch., R. Schminder, and D. Kürschner, 1997a: The quasi two-day wave as seen from D1 LF wind measurements over Central Europe (52°N, 15°E) at Collm. J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 59, 1277-1286.
- Jacobi, Ch., R. Schminder, and D. Kürschner, 1997b: Measurements of mesopause region winds over Central Europe from 1983 through 1995 at Collm, Germany. Contrib. Atmos. Phys. 70, 189-200.
- Jacobi, Ch., C. Viehweg, D. Kürschner, W. Singer, P. Hoffmann, and D. Keuer, 2006: Comparison Meteor Radar, Medium Frequency Radar Winds and Low Frequency Drifts over Germany. COSPAR 36th Scientific Assembly, Beijing, 16.-23.7.2006. Submitted to Adv. Space Res.
- Kürschner, D., 1975: Konzeption und Realisierung eines vollautomatischen Registrier-systems zur Durchführung von nach der D1-Methode angelegten Routinebeobachtungen ionosphärischer Driftparameter am Observatorium Collm. Z. Meteorol., 25, 218-221.
- Kürschner, D., 1981: Methodical aspects and new test for determining the reflection height of sky waves in the long-wave range at oblique incidence using amplitude-modulated long-wave transmitters. Gerl. Beitr. Geophys., 90, 285-294.
- Kürschner, D., and R. Schminder, 1980: Fortschritte bei der Algorithmierung und Standardisierung der automatischen Auswertung von Ionosphärendriftmessungen im Langwellenbereich und ihr Bedeutung für den Aufbau von Meßnetzen zur synoptischen Analyse hochatmosphärischer Windfelder. Geophys. Veröff. Univ. Leipzig, 2, 219-227.
- Kürschner, D., R. Schminder, W. Singer, and J. Bremer, 1987: Ein neues Verfahren zur Realisierung absoluter Reflexionshöhenmessungen an Raumwellen amplitudenmodulierter Rundfunksender bei Schrägeinfall im Langwellenbereich als Hilfsmittel zur Ableitung von Windprofilen in der oberen Mesopausenregion. Z. Meteorol., 37, 322-332.

Meek C.E., A.H. Manson, S.J. Franke, W. Singer, P. Hoffmann, R.R. Clark, T. Tsuda, T. Nakamura, M. Tsutsumi, M. Hagan, D.C. Fritts, J. Isler, and Yu.I. Portnyagin, 1996: Global study of northern hemisphere quasi-2-day events in recent summers near 90 km altitude. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 1401-1411

Merzlyakov, E.G., and Ch. Jacobi, 2004: Quasi-two-day wave in an unstable summer atmosphere – some numerical results on excitation and propagation. *Ann. Geophysicae*, 22, 1917-1929.

Muller H.G., 1972, Long-period wind oscillations. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, A272, 585-598.

Muller H.G., and L. Nelson, 1978: A travelling quasi 2-day wave in the meteor region. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 761-766.

Plumb R.A., 1983: Baroclinic instability of the summer mesosphere: a mechanism for the quasi-two-day wave? *J. Atmos. Sci.*, 40, 262-270.

Plumb R.A., R.A. Vincent, and R.L. Craig, 1987: The quasi-two-day wave event of January 1984 and its impact on the mean mesospheric circulation. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3030-3036.

Poole L.M.G., 1990: The characteristics of the mesospheric two-day wave as observed at Grahamstown (33.3°S, 26.5°E). *J. Atmos. Terr. Phys.*, 52, 259 - 268.

Salby M.L., 1981: The 2-day wave in the middle atmosphere: Observations and theory. *J. Geophys. Res.*, 86, 9654-9660.

Addresses of Authors:

Christoph Jacobi, Institute for Meteorology, University of Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig, jacobi@uni-leipzig.de

Dierk Kürschner, Faculty of Physics and Earth Science, University of Leipzig, Collm Observatory, 04779 Wermsdorf, kuersch@uni-leipzig.de

Untersuchung der Quasi - 2 - Tage Welle im Sommer 2005

I. Weithäuser, G. Stober, K. Fröhlich, Ch. Jacobi

Zusammenfassung

Das seit Juli 2004 kontinuierlich arbeitende Meteorradar am Observatorium Collm (53,3°N, 13°E) der Universität Leipzig dient der Messung des horizontalen Windfeldes sowie der Temperatur in der Mesopausenregion. Neben der Betrachtung des jahreszeitlichen Verhaltens von Grund- und Gezeitenwind ist es möglich, die Aktivität planetarer Wellen zu untersuchen. Spezielles Interesse gilt dabei der Quasi-2-Tage Welle im Sommer 2005, da zu dieser Zeit sowohl eine Verschiebung der maximalen Amplituden hin zu kürzeren als auch zu längeren Perioden beobachtbar war. Als mögliche Ursache dafür werden nichtlineare Wechselwirkungen zwischen der Quasi-2-Tage Welle und planetaren Wellen mit größeren Perioden gesehen. Die Untersuchung derartiger Wechselwirkungen erfolgt mit Hilfe der Bispektralanalyse.

Abstract

Since July 2004 the meteor radar operates continuously at the Observatory (53,3°N, 13°E) of the University of Leipzig. It provides data of the horizontal wind field as well as the temperature of the mesopause region. In addition to the consideration of the seasonal behaviour of prevailing and tidal winds it is possible to examine the activity of planetary waves. Because of the shift of maximum amplitudes of the quasi-2-day wave in summer 2005 to shorter as well as longer periods the event has to be considered more in detail. Possible reasons for the displacements are nonlinear couplings between the quasi-2-day wave and planetary waves with longer periods. The examination of those couplings is performed using bispectral analyses.

1. Einleitung

Planetare Wellen, auch als globalskalige Rossbywellen bekannt, werden in der Troposphäre angeregt und breiten sich nach oben bis in die untere Thermosphäre aus [Beard et al., 2001]. Gewöhnlich werden sie entsprechend ihrer theoretisch zu erwartenden Periodizität klassifiziert, da in der Realität häufig Abweichungen von diesen Periodizitäten beobachtet werden. Daher wird meist die Bezeichnung quasi-periodisch verwendet. Zu den typischen Vertretern planetarer Wellen zählen die Quasi-2-, 5-, 10- und 16-Tage Welle. Oszillationen von mehr als 20 Tagen werden üblicherweise nicht mehr den planetaren Wellen zugeordnet, da es keine Übereinstimmung mit Perioden gibt, die gewöhnlich für Rossbymoden erwartet werden [Beard et al., 2001].

Der Schwerpunkt liegt im Folgenden in der Untersuchung der Quasi-2-Tage Welle (QZTW). Im Gegensatz zu den meisten planetaren Wellen kommt sie verstärkt in den Sommermonaten Juli und August vor. Jedoch wird auch eine Aktivität der QZTW im Winter nicht ausgeschlossen [Chshyolkova et al., 2005]. Während der Sommermonate tritt sie meist in einem oder zwei Ausbrüchen kurz nach der Sonnenwende [Fröhlich, 2006] für die Dauer von 6 bis 20 Tagen [Chshyolkova et al., 2005] auf. Hinsichtlich einer möglichen Entstehungsursache verweist [Jacobi et al., 1998] zum Beispiel auf die Aussage von [Plumb, 1983], dass barokline Instabilitäten des sommerlichen Mesosphärenjets für die Entstehung der QZTW verantwortlich sind. Die Periode der Oszillation beschränkt sich häufig nicht nur auf 48 Stunden, sondern es ist eine Aufspaltung in mehrere Wellen feststellbar, die eventuell auf nichtlineare Wechselwirkungen mit anderen planetaren Wellen zurückgeführt werden kann [Chshyolkova et al., 2005] und [Jacobi et al., 2001]. Ein derartiges Verhalten ist gut in den Daten des Sommers 2005 zu erkennen, weshalb eine genauere Analyse erfolgt

2. Datengewinnung und -analyse

Bei dem verwendeten Meteorradar handelt es sich um ein All-Sky-Interferometric Meteorradar (SKiYMET), welches eine Sende- und fünf Empfangsantennen besitzt. Das Messprinzip beruht darauf, dass vom Gerät ausgesendete Radiowellen auf ionisiertes ambipolares Plasma treffen, welches beim Eindringen von Meteoroiden in die Erdatmosphäre entsteht, und an diesem reflektiert werden.

Unter Verwendung der Informationen über die gesendete und reflektierte Welle werden im Falle der Detektion eines Meteors zum Beispiel Angaben über die Position und Radialgeschwindigkeit des Meteors in einer gesonderten Datei abgespeichert. Die Radialgeschwindigkeit spielt vor allem im Zusammenhang mit der Bestimmung des Horizontalwindes eine entscheidende Rolle. Letzterer wird durch eine Projektion der einzelnen gemessenen Radialgeschwindigkeiten auf den mittleren Wind ermittelt, wobei die Differenz zwischen beiden minimal werden soll.

Der anschließend in Form von halbstündigen Werten vorliegende zonale (v_z) und meridionale (v_m) Wind kann mit Hilfe einer multiplen Regression in Grund- und Gezeitenwindkomponenten aufgespaltet werden [Viehweg, 2006]:

$$v_z(t) = v_{0_z} + \sum_i (a_{i_z} \sin(\omega_i t) + b_{i_z} \cos(\omega_i t)), \quad (1)$$

$$v_m(t) = v_{0_m} + \sum_i (a_{i_m} \sin(\omega_i t) + b_{i_m} \cos(\omega_i t)). \quad (2)$$

Dabei ist t die Zeit und ω_i die Kreisfrequenz, welche sich aus $\omega_i = 2\pi f_i$ ergibt. Als Frequenzen f_i wurden in diesem Fall 8, 12, 24 und 48 Stunden angenommen. a_i und b_i sind die gesuchten Koeffizienten, die zur Bestimmung der Amplituden (A_i) und Phasen (φ_i) der Oszillationen notwendig sind:

$$A_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}, \quad (3)$$

$$\varphi_i = \frac{1}{\omega_i} \arctan \frac{b_i}{a_i}. \quad (4)$$

Erwähnt sei noch, dass durch Einführung von ω_i in Gleichung 4 die Angabe der Phase in Stunden ermöglicht wird.

Eine weitere Möglichkeit die Gezeitenparameter Amplitude und Phase, sowie zusätzlich die Power zu bestimmen, ist durch die Verwendung einer Fouriertransformation gegeben. Ein entscheidender Vorteil gegenüber der multiplen Regression ergibt sich dadurch, dass eine Vorgabe der gesuchten Frequenzen nicht notwendig ist, sondern die Zeitreihe schrittweise nach entsprechenden Spektrallinien, die sich vom Grundwind abheben, abgetastet wird. Dies ermöglicht eine deutlich breitere Analyse. Basis der Fouriertransformation bildet Gleichung (5):

$$f(t) = \sum_{n=0}^{N/2} (a_n \sin(\omega_n t) + b_n \cos(\omega_n t)). \quad (5)$$

Dabei entspricht t den einzelnen Zeitpunkten und N der Länge der Zeitreihe. Die Anzahl der zu untersuchenden Frequenzen ist somit einerseits begrenzt durch die Gesamtlänge N (z.B. in Stunden), was der kleinsten Frequenz entspricht und andererseits durch die zeitliche Auflösung der Messreihe (hier 60 Minuten), was gleich der größten Frequenz ist. Die gesuchten Gezeitenparameter Amplitude (A), Phase (φ) und Power (P) ergeben sich durch die Koeffizienten a_n und b_n :

$$A = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}, \quad (6)$$

$$\varphi = \frac{1}{\omega_i} \arctan \frac{a_n}{b_n}, \quad (7)$$

$$P = a_n^2 + b_n^2. \quad (8)$$

Wird die Fouriertransformation nicht auf die gesamte Zeitreihe, sondern auf ein Zeitfenster, welches beliebig verschoben werden kann, angewendet, so entstehen gleitende Spektren.

Da für die Durchführung einer Fouriertransformation eine kontinuierliche Zeitreihe vorliegen muss, werden vorhandene Datenlücken zuvor geschlossen. Dies ist zum Beispiel durch eine lineare Interpolation möglich, wobei sich diese Methoden nur für Datenlücken im Bereich von bis zu zwei Stunden eignet. Für die hier dargestellte Messung wurde daher im Falle einer Datenlücke, die zeitliche Entwicklung der vor dem Ausfall liegenden Zeitreihe mit Hilfe einer Fouriertransformation analysiert und mit diesem Wissen die Lücke geschlossen.

Für die Untersuchung der erwähnten nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen den unterschiedlichen Wellen wird eine Bispektralanalyse durchgeführt. Dieses Verfahren beruht üblicherweise auf einer zweidimensionalen Fouriertransformation und untersucht neben der Frequenz- auch die Phasenbeziehung wechselwirkender Wellen. Aus der Interaktion von Wellen gehen Sekundärwellen hervor, deren Frequenzen sich aus der Summe und Differenz der ursprünglichen Wellen ergeben. Ein ähnliches Verhalten sollte auch für die Phase beobachtbar sein. Ist dies der Fall, dann spricht man von quadratischer Phasenkopplung [Beard et al., 1999]. Sind beide Bedingungen erfüllt, so weist das Bispektrum Werte ungleich Null auf und deutet somit eine stattgefundenene Wechselwirkung an. Zu beachten sei, dass derartige Frequenzbeziehungen auch zufällig sein können, was mit der Bispektralanalyse jedoch nicht unterschieden werden kann [Beard et al., 1999]. Nähere Erläuterungen zum mathematischen Hintergrund des Verfahrens erfolgen zum Beispiel bei [Beard et al., 1999] oder [Clark und Bergin, 1997].

3. Ergebnisse und Diskussion

In Abbildung 1 ist der Verlauf der zonalen (oben) und meridionalen (unten) Amplitude einer 48-stündigen Oszillation, berechnet durch multiple Regression, dargestellt. Die Analyse wurde für ein Zeitfenster von 10 Tagen durchgeführt, mit einer Verschiebung des Fensters um jeweils einen Tag. Die berechneten Werte sind der Mitte eines Zeitfensters zugeordnet.

In dieser Abbildung ist einerseits die meist stärkere Ausprägung der meridionalen Komponente gegenüber der zonalen Komponente erkennbar und andererseits das plötzliche und kurzzeitige Auftreten der QZTW. Interessant ist der deutliche Rückgang der Amplitude zwischen dem 16. und 20. Juli 2005. Eine Erklärung für dieses Verhalten geht aus Abbildung 1 nicht hervor, weshalb eine genauere Untersuchung des Zeitraums unter Verwendung gleitender Spektren erfolgt (Abbildungen 2 und 3).

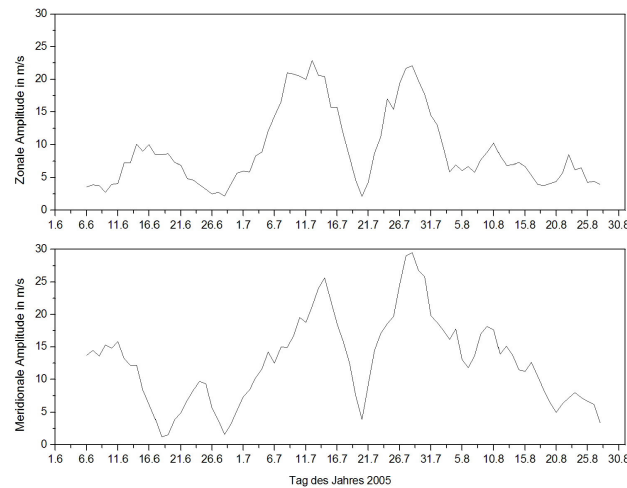


Abb.1: Zeitliche Entwicklung der zonalen (oben) und meridionalen (unten) Amplitude für die Zeit vom 01.06.2005 bis 31.08.2005 in 91 km Höhe (10-Tagesanalysen)..

Bereits auf den ersten Blick fällt bei beiden Horizontalwindkomponenten auf, dass sich die Welle nicht nur auf 48 Stunden beschränkt, sondern sowohl im Bereich größerer als auch niedrigerer Frequenzen ein Anstieg der Amplituden (Grauskala in m/s) stattfindet. In der zonalen Komponente kommt es Mitte Juni zunächst zu einer geringen Zunahme der Amplitude. Der Hauptausbruch der QZTW setzt Anfang Juli ein, wobei ein erstes lokales Maximum um den Tag 42 bei rund 48 Stunden erreicht wird. Zwischen Tag 48 und 52 ist ein starker Rückgang der Amplitude bei 48 Stunden erkennbar, verbunden mit einem Anstieg der Amplitude im Bereich kleinerer Perioden bis zu einem lokalen Maximum bei 40 Stunden am Tag 50. Anschließend verlagern sich die maximalen Amplituden wieder in den Periodenbereich von 48 Stunden, wo um den Tag 57 das dritte Maximum erreicht wird. Schließlich fallen die Amplituden bis Ende Juli stark ab. Im August kommt es nur noch zu sehr schwachen Ausbrüchen, jedoch ebenfalls wieder in den erwähnten Frequenzbereichen.

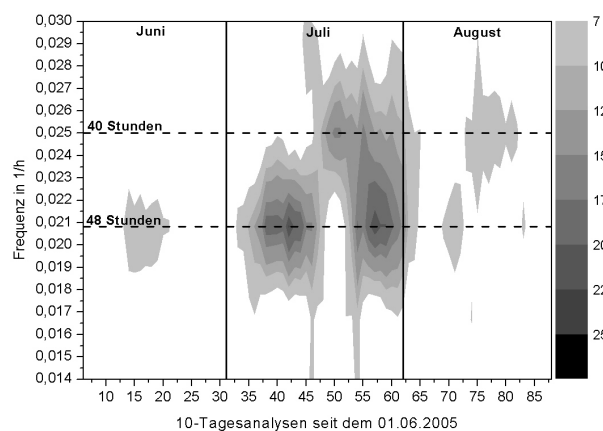


Abb.2: Gleitendes Spektrum des zonalen Horizontalwinds für den Zeitraum vom 01.06.2005 bis 31.08.2005 für ein verwendetes Zeitfenster von 10 Tagen und einer Verschiebung um einen Tag, in 91 km Höhe.

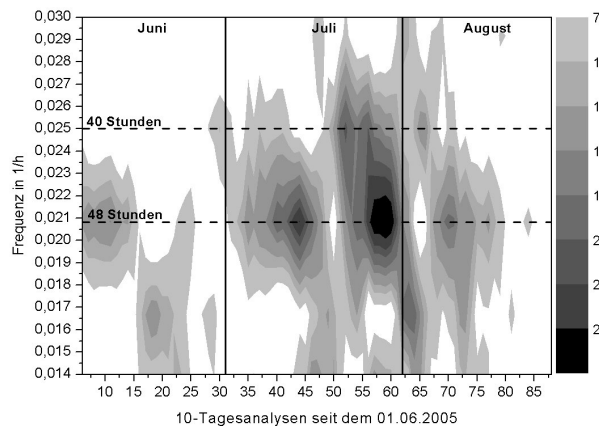


Abb.3.: Analog zu Abbildung 2 jedoch für den meridionalen Horizontalwind.

Schaut man sich ergänzend die meridionale Windkomponente an, so treten auch hier die beiden Hauptmaxima um die Tage 42 und 57 bei rund 48 Stunden, das Nebenmaximum bei 40 Stunden und der starke Rückgang der Amplitude bei 48 Stunden um den Tag 50 auf. Nach dem Erreichen des meridionalen Hauptmaximums Ende Juli kommt es im Bereich der reinen 2-Tage Welle erneut zu einem starken Rückgang der Amplitude, verbunden mit einem wiederholten, jedoch geringeren, Anstieg der Amplitude im Bereich um 40 Stunden. Gegen Tag 70 wird außerdem ein weiteres kleineres Maximum bei circa 48 Stunden erreicht.

Die aus den gleitenden Spektren abgeleiteten Kenntnisse führten zur Untersuchung der 40-Stunden Welle mit multipler Regression in Analogie zur 48-stündigen Oszillation (Abbildung 1). In Abbildung 4 sind beide Zeitreihen zum Vergleich übereinander gelegt.

Aus ihr geht deutlich die Verschiebung der maximalen Amplitude von einer 48-stündigen Welle hin zu kürzeren Perioden hervor. So erreicht die zonale Amplitude im Bereich der reinen 2-Tage Welle am 20. Juli ein lokales Minimum mit einem Wert von 2,1 m/s und die 40-stündige Oszillation zur selben Zeit ein vorübergehendes Maximum mit 15,7 m/s. Auch die geringe Zunahme der Amplitude bei 48 und später bei 40 Stunden im August in der zonalen Komponente zeichnen sich ab. Für das fehlende ausgeprägte Minimum in der meridionalen Komponente bei 48 Stunden, mit Werten unterhalb von 7 m/s, Anfang August gibt es jedoch keine Erklärung.

Chshyolkova [Chshyolkova et al., 2005] beobachtete in ihren Messwerten ebenfalls eine Abweichung der Amplitude von einer reinen 2-Tage Welle. Ihre Daten beruhen auf einer 14-jährigen Messung in Saskatoon (52°N , 107°W) mit einem MF Radar. Aus ihnen geht hervor, dass die QZTW zu Beginn des Sommers Perioden im Bereich von 53 Stunden aufweist, welche mit fortschreitender Zeit auf rund 44 Stunden zurück gehen und zum Ende des Sommers wieder ansteigen. Weitere Ergebnisse sind auch bei [Beard et al., 2001] zu finden, die auf Messungen mit einem Meteorradar bei $53^{\circ}27'\text{N}$ und $1^{\circ}35'\text{W}$ zwischen 1989 und 1994 basieren. Eine erste Zunahme der Amplitude der QZTW wurde in der Zeit von Mitte bis Ende Juni bei rund 48 Stunden registriert, mit einer anschließenden Verschiebung der Maximalwerte zu geringen Perioden im Juli, gefolgt von größeren Perioden im August.

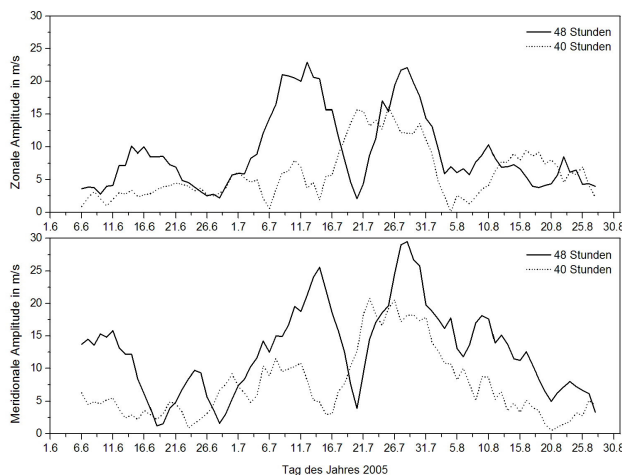


Abb.4: Vergleich der Zeitreihen für eine 40- und 48-stündige Oszillation der zonalen (oben) und meridionalen (unten) Windkomponente für den Zeitraum vom 01.06.2005 bis zum 31.08.2005 in 91 km Höhe.

Bei [Jacobi et al., 1997] wird das Verhalten der QZTW in einer Langzeitstudie untersucht. Auch dort konnte eine Verschiebung der Periode festgestellt werden, sowohl im Sommer als auch für das restliche Jahr. Außerdem wird auf die zwischenjährlichen Variationen dieser Oszillation, in Abhängigkeit vom solaren Zyklus, hingewiesen.

Als mögliche Ursache für die beschriebenen Abweichungen von einer reinen 2-Tage Welle geben sowohl [Chshyolkova et al., 2005] als auch [Jacobi et al., 2001] nichtlineare Wechselwirkungen mit anderen atmosphärischen Wellen, vor allem planetaren Wellen, an. Eine weitere Ursache für derartige Frequenzverschiebungen können auch Variationen der Hintergrundzirkulation sein.

Um die Windzeitreihe im Sommer 2005 auf derartige Wechselwirkungen zu untersuchen, erfolgte die Erstellung eines Bispektrums (Abbildung 5) für die zonale Komponente im Juli 2005, da dort die Wechselwirkungen in den hier verwendeten Messdaten deutlicher hervortreten als im meridionalen Fall. In Abbildung 6 ist ergänzend eine bessere Auflösung des Bispektrums im niederfrequenten Bereich dargestellt. Zusätzlich wurde das zonale Amplitudenspektrum für den Juli 2005 erzeugt, um auch dort zu überprüfen, ob sich nichtlineare Wechselwirkungen durch erhöhte Amplituden bemerkbar machen.

Nichtlineare Wechselwirkungen sind im Bispektrum durch Werte ungleich Null erkennbar, wobei im hier abgebildeten Fall alle Ergebnisse auf den Maximalwert des Spektrums normiert worden. Damit spiegelt die Grauskala in den Abbildungen 5 und 6 eine relative Amplitude wieder. Das Bispektrum wurde unter Vorgabe von 150 Frequenzen erzeugt. Kopplungsprozesse zwischen Wellen werden durch die Angabe eines Frequenztripletts (in 1/h), welches wie bei Pancheva [Pancheva et al., 2000] beschrieben wird, charakterisiert:

1. Zwei der drei Frequenzen sind durch die x - und y -Koordinate des „Peaks“ im Bispektrum gegeben.
2. Die dritte Frequenz ergibt sich aus dem Schnittpunkt einer Diagonalen mit der x- oder y-Achse. Diese verläuft vom oberen linken zum unteren rechten „Peak“.

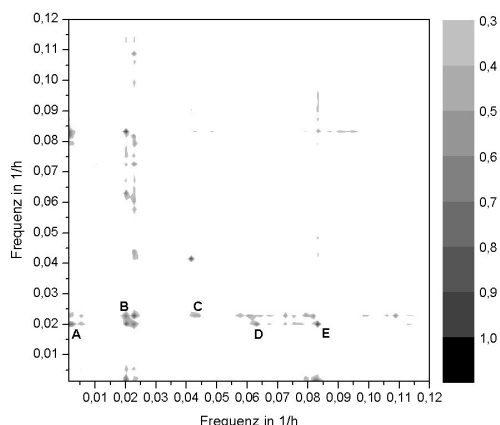


Abb.5: Bispektrum des Zonalwinds für Juli 2005 in 91 km Höhe.

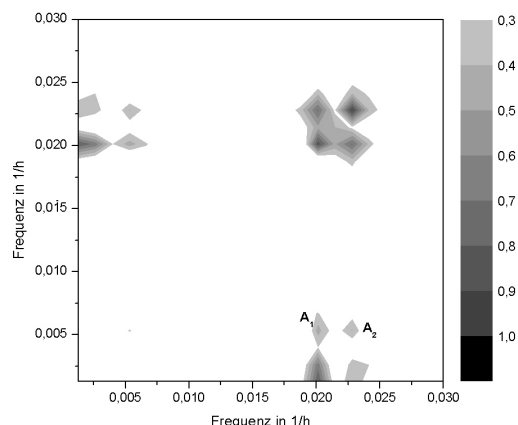


Abb.6: Analog zu Abbildung 5, jedoch im niederfrequenten Bereich.

Weitere Informationen zur Analyse von Bispektren sind auch bei [Clark und Bergin, 1997] zu finden.

Das Bispektrum in Abbildung 5 zeichnet sich durch zahlreiche Wechselwirkungen zwischen der QZTW und anderen atmosphärischen Störungen aus. Die im Punkt A markierten Wechselwirkungen finden zwischen der QZTW und diversen planetaren Wellen statt. Für die Angabe von Frequenztriplets ist jedoch eine höhere Auflösung in diesem Bereich notwendig (Abbildung 6). Das Triplet A_1 ist durch (0,0054; 0,0202; 0,02285) gegeben, wobei der erste Wert der x-Koordinate, der zweite Wert der y-Koordinate und der dritte dem Schnittpunkt mit den Koordinatenachsen entspricht. Das bedeutet, an der Wechselwirkung, die als Resultat eine rund 44-stündige Oszillation hervorbringt, sind eine 7,7-tägige Schwingung und die QZTW beteiligt. Eine Erhöhung der Amplitude bei einer Frequenz von 0,02285 1/h geht auch aus Abbildung 7 (Linie A_1) hervor.

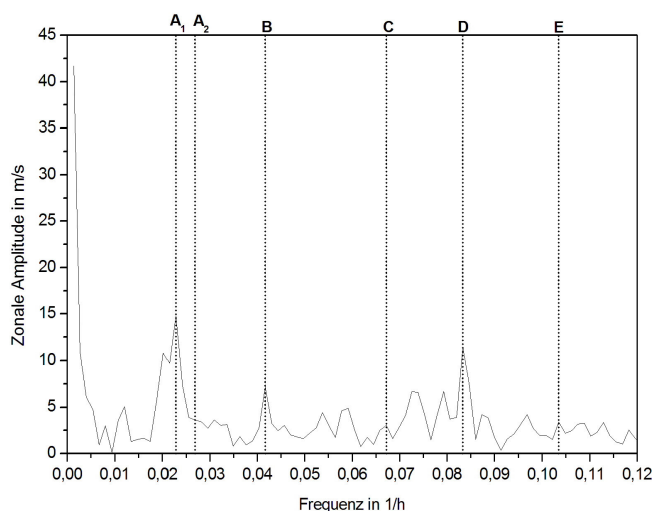


Abb. 7: Amplitudenspektrum des Zonalwinds für Juli 2006 in 91 km Höhe.

Der Punkt A_2 ist gegeben durch (0,0228; 0,0054; 0,0265). Bei der Frequenz 0,0265 1/h ist im Amplitudenspektrum (Abb. 8) jedoch keine markante Erhöhung feststellbar.

Punkt B kennzeichnet einerseits die Wechselwirkung der QZTW mit sich selbst und andererseits das Triplet (0,215; 0,02; 0,04167). Eine geringe Zunahme der Amplitude ist im Amplitudenspektrum bei Linie C zu sehen. Diese ist auf eine Wechselwirkung zwischen einer 49,5- und 24- stündigen Oszillation zurückzuführen. Im Bisppektrum ist diese ebenfalls durch Punkt C markiert. Das zugehörige Triplet lautet (0,0444; 0,0202; 0,0672). Die im Punkt D markierte Modulation der halbtägigen Gezeit geht aus einer Wechselwirkung zwischen der halbtägigen Gezeit und der QZTW (0,0833; 0,0202; 0,10349) hervor, die zur Modulation der Ersteren führt. Auf diese sehr häufig vorkommende Wechselwirkung verweisen zum Beispiel auch [Jacobi et al., 2001] oder [Beard et al., 1999].

Da an den hier genannten Wechselwirkungen keine 40-stündige Oszillation beteiligt ist, kann angenommen werden, dass das Maximum um den Tag 50 in Abbildung 2 bzw. um den Tag 52 in Abbildung 3 bei 40 Stunden andere Ursachen hat. Wie bereits oben angedeutet, könnte diese Verschiebung durch Variationen im Hintergrundwind im Periodenbereich planetarer Wellen hervorgerufen worden sein.

4. Schlussfolgerung

Wie aus den Messungen mit dem Meteorradar im Sommer 2005 hervorgeht ist die Quasi-2-Tage Welle keineswegs ein Ereignis, welches sich auf eine reine 48-stündige Schwingung begrenzt. Im Laufe des Sommers sind deutliche Schwankungen der Amplitude sowohl zu längeren als auch zu kürzeren Perioden erkennbar. Da diese Erkenntnis auch aus Messungen an zum Teil anderen Standorten geschlussfolgert wird (z.B. [Chshyolkova et al., 2005] oder [Jacobi et al., 2001]), scheint es sich bei der Verschiebung der Perioden nicht um eine zufällige Erscheinung zu handeln. Weiterhin weisen die unterschiedlichen Ergebnisse der genannten Autoren auf eine zwischenjährliche Variabilität der Quasi-2-Tage Welle hin.

5. Literatur

Beard, A.G., Mitchell, N.J., Williams, P.J.S., Kunitake, M., 1999: Non-linear interactions between tides and planetary waves resulting in periodic tidal variability. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 61, 363-376.

Beard, A.G., Williams, P.J.S., Mitchell, N.J., Muller, H.G., 2001: A spectral climatology of planetary waves and tidal variability. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 63, 801-811.

Chshyolkova, T., Manson, A.H., Meek, C.E., 2005: Climatology of the quasi two-day wave over Saskatoon (52°N, 107°W): 14 years of MF radar observations. *Advances in Space Research* 35, 2011-2016.

Clark, R.R, Bergin, J.S, 1997: Bispectral analysis of mesospheric winds. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 59, 629-639.

Fröhlich, K., 2006: The Quasi Two-Day Wave - its impact on zonal mean circulation and wave-wave interactions in the middle atmosphere. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, Band 38.

Jacobi, Ch.; Schminder, R.; Kürschner, D.; 1996. The quasi 2-day wave as seen from D1 LF wind measurements over Central Europe (52°N, 15°E) at Collm. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 59, 1277-1286.

Jacobi, Ch.; Schminder, R.; Kürschner, D.; 1998. Planetary wave activity obtained from long-period (2-18 days) variation of mesopause region winds over central Europe (52°N, 15°E). Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 60, 81-93.

Jacobi, Ch., Portnyagin, Y.I., Merzlyakov, E.G., Kashchev, B.L., Oleynikov, A.N., Kürschner, D., Mitchel, N.J., Middleton H.R., Muller, H.G., Comley, V.E., 2001: Mesosphere/lower thermosphere wind measurements over Europe in summer 1998. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 63, 1017-1031.

Plumb, R.A.; 1983. Baroclinic instability of the summer mesosphere: a mechanism for the quasi-two-day-wave? Journal of the Atmospheric Sciences 40, 262-270.

Viehweg, C., 2006: Statistische Analyse von Meteorradardaten. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie der Universität Leipzig.

Adressen:

Ina Weithäuser, Gunter Stober, Kristina Fröhlich, Christoph Jacobi
Institut für Meteorologie, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig
weithaeu@uni-leipzig.de

The influence of NCEP-data assimilated into COMMA-LIM on the 16-day wave

K. Fröhlich, A. I. Pogoreltsev, Ch. Jacobi,
L.A. Nechaeva

Summary

The general circulation model COMMA-LIM solves the primitive equations on a sphere using gridpoints. The relative large interval between adjacent gridpoints ($5^\circ \times 5.6^\circ$ latitude versus longitude) causes an incorrect meridional temperature gradient in the coarsely resolved troposphere that leads to too weak winds there, particularly in the lower winter stratosphere above the polar region. By using the technique of nudging 11-year averaged NCEP zonal mean temperature data were assimilated into COMMA-LIM. This means that longitudinal dependent processes as calculated by the model still influence the atmosphere. The nudging method has improved not only the lower atmosphere, but also the middle atmospheric jets show a more realistic behaviour. A numerical experiment by forcing the 16-day wave was carried out in order to investigate the influence of an improved background circulation on the vertical propagation of planetary waves.

Zusammenfassung

Das globale Zirkulationsmodell COMMA-LIM berechnet die primitiven Gleichungen auf einem Kugelgitter. Der relativ große Gitterabstand von $5^\circ \times 5.6^\circ$ in Breite und Länge und die grobe vertikale Auflösung führen zu einem inkorrekten meridionalen Temperaturgradienten in der Troposphäre, so dass die troposphärischen Jets und der polare Winterwirbel zu schwach ausgeprägt sind. Mit Hilfe der Methode des Nudging wurden in den unteren 30 km der Atmosphäre 11-Jahres gemittelte NCEP Reanalyse-daten des Temperaturfeldes assimiliert. Dabei wurde nur der zonale Mittelwert der berechneten Temperatur an die Reanalysedaten relaxiert, so dass die Antriebsterme, die von COMMA-LIM berechnet werden, erhalten bleiben. Durch diese Methode wurden Wind- und Temperaturfeld sowohl in der Troposphäre als auch in der mittleren Atmosphäre verbessert. Ein Experiment zur Ausbreitung der 16-Tage Welle wurde unter den neuen Bedingungen durchgeführt, und der Einfluß der veränderten Atmosphäre auf die vertikale Wellenausbreitung wurde untersucht.

1 Introduction

COMMA-LIM (Cologne Model for the Middle Atmosphere - Leipzig Institute for Meteorology) is a general circulation model designed to study dynamical processes in the middle and upper atmosphere. The model solves the primitive equations in flux form on a sphere under hydrostatic approximation. The Earth's atmosphere is discretized into a horizontal grid - $5.6^\circ \times 5^\circ$ longitude versus latitude - extending in the vertical up to 135 km in logarithmic pressure height with a vertical resolution of 2.8 km. Middle atmospheric processes

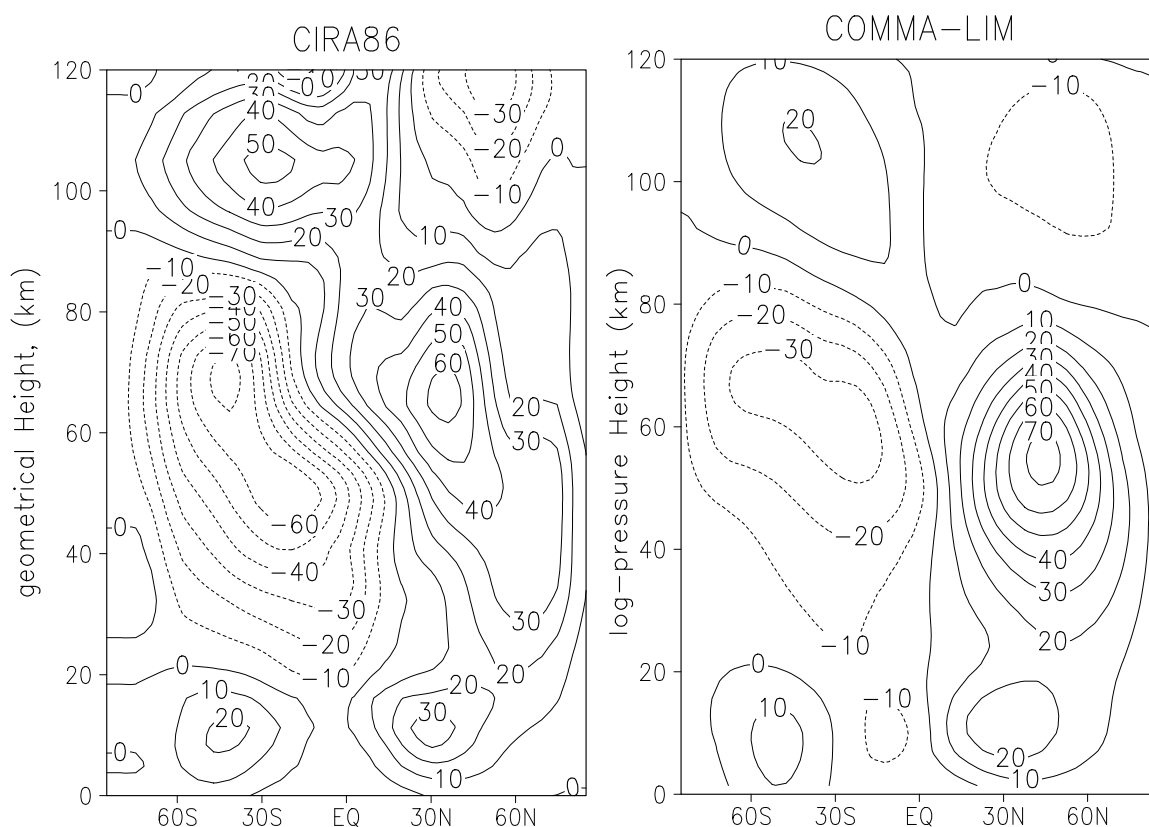


Figure 1: The January monthly and zonal mean wind field ($m s^{-1}$) as shown by CIRA86 (left) and COMMA-LIM (right). Please note the different height systems.

as the absorption and transmission of radiation, thermospheric processes and ionospheric processes are included. Gravity waves are parameterized while planetary waves can be forced and resolved. So the model reproduces the important features of the stratosphere, mesosphere and lower thermosphere. For details about the model structure the reader is referred to Fröhlich et al. (2003).

However, not all properties can be reproduced well enough and it is supposed that the badly resolved troposphere might partially be responsible for the discrepancies. The troposphere is described only by 4 vertical gridpoints and the large horizontal intervals between adjacent gridpoints lead to an incorrect latitudinal temperature gradient which is responsible for too weakly developed tropospheric jets. Additionally, the stratospheric jet in the winter hemisphere does not extend to the polar latitudes and lower altitudes. This can be seen in Figure 1 where a comparison of the zonal-mean zonal wind fields between CIRA86 and COMMA-LIM for January conditions is presented. The tropospheric jets also deviate slightly in latitude which can be important for guiding the upward propagating planetary waves. In the middle atmosphere the winter jets compare well in extension and strength, while the summer hemisphere looks different. The maximum summer wind speed of CIRA86 is approximately twice that of COMMA-LIM and there is no tilting of both jets in COMMA-LIM as shown by the CIRA climatology.

Planetary waves (PW) are very sensitive to background conditions that influence their horizontal and vertical propagation. PW propagate mainly through the winter

hemisphere up into the MLT (Mesosphere/Lower Thermosphere) region where they break. Several conditions influence the path and strength of the PW as, for instance, the critical lines of eastward directed winds where the waves velocity meets the magnitude of the background wind and dissipate there (Dickinson, 1968). Regions of a weak meridional gradient of potential vorticity (PV), i.e., $\partial\bar{q}/\partial y$ may also form a barrier for the PW (Matsuno, 1970). A remarkable sensitivity of PW propagation was also found by Nigam and Lindzen (1989) for small variations in the subtropical jets.

If the subtropical jets as calculated with COMMA-LIM could be changed to a more realistic shape and lower stratospheric winds at polar latitudes exist it must have an effect on the PW propagation. In order to improve the wind and temperature fields without applying additional time consuming routines, the method of nudging has been used.

2 Assimilating data with the method of Nudging

The NCEP reanalysis data set is used for this method of assimilation. First, at the lower boundary the monthly mean fields of geopotential height and temperature at 1000 hPa were averaged over 11 years (1992-2002) and the zonal mean field and the stationary PW with zonal wave number 1, 2 and 3 were composed. Second, up to a height of about 30 km the monthly and zonal mean temperature is relaxed to the calculated zonal mean temperature by inserting an additional term into the first law of thermodynamics:

$$\begin{aligned}\frac{\partial T}{\partial t} &= F(T, t) - K(\bar{T}_{COMMA} - \bar{T}_{NCEP}) \\ K &= \varepsilon/\tau,\end{aligned}\tag{1}$$

where $F(T, t)$ refers to the other terms in the equation, $\tau = 5$ days and $\varepsilon = 1 - \exp^{-(t/\tau)^2}$ are the relaxation factors. This method was first suggested by Kurihara and Tuleya (1978) and also used by Morel et al. (2004). We only used the zonal mean temperature of COMMA-LIM to be relaxed to the reanalysis data in order to not suppress other terms as radiation as well as contributions from gravity waves and planetary waves.

Figure 2 presents a comparison of the January temperature fields between the standard COMMA-LIM (now referred as control run) and a simulation of COMMA-LIM with assimilated NCEP temperatures (in the following referred as NCEP run). The main feature in the NCEP run troposphere is a local temperature minimum in the polar winter hemisphere, a warmer polar summer hemisphere as in the control run, and the isoline of 210 K centered around the equator extends into midlatitudes. This causes a latitudinal temperature gradient in contrast to the control run.

The upper panels of Figure 3 show the comparison for the January zonal mean wind fields. Here we concentrate on the northern hemisphere. The subtropical jet in the troposphere is now about 10 m s^{-1} stronger and is shifted towards to the equator. The middle atmosphere winter jet in the NCEP run extends into polar regions of the lower stratosphere in contrast to the control run where the zonal wind is weaker there. The wind structure of the whole middle atmosphere is now much closer to the CIRA climatology (compare with Figure 1) although the temperature relaxation reaches only up to 30 km. If we investigate the structure of the meridional gradient of potential vorticity $\partial\bar{q}/\partial y$ in the winter hemisphere for both cases then it turns out that the tropospheric maximum

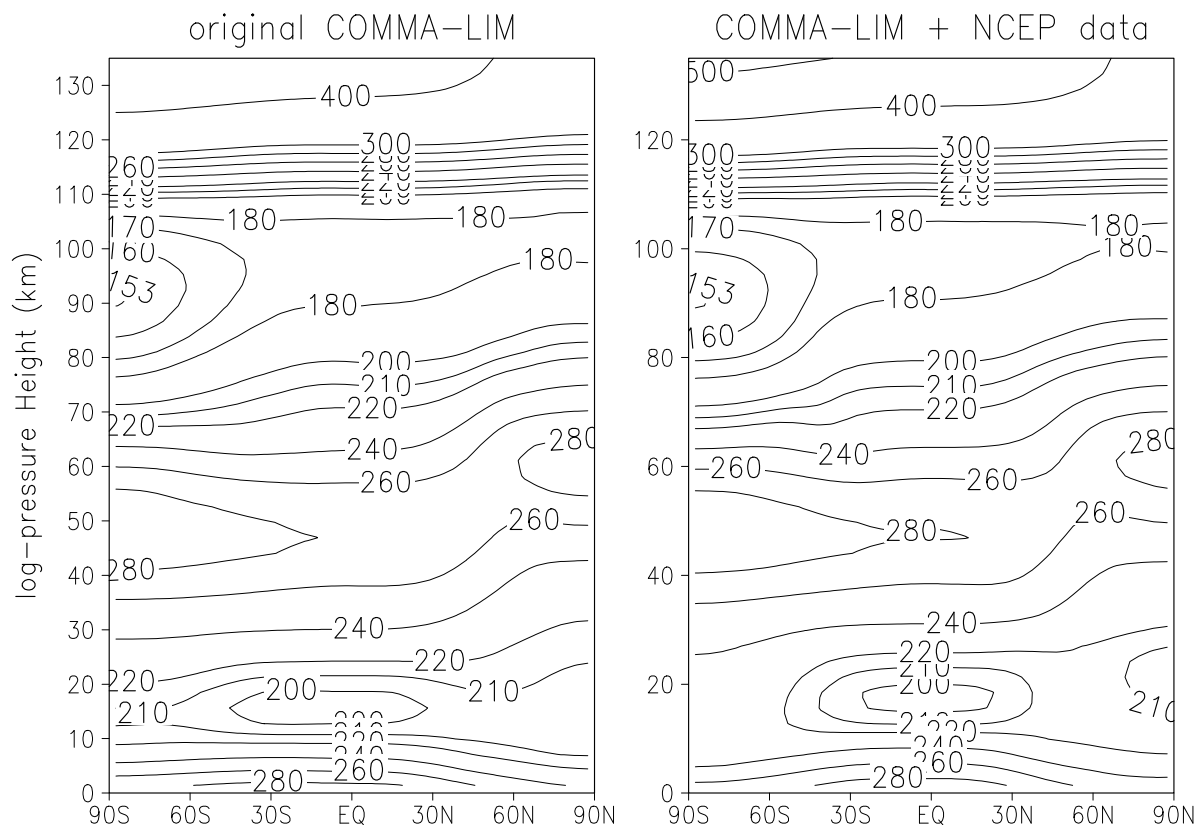


Figure 2: The January monthly mean temperature field calculated for original COMMA-LIM conditions (left) and under inclusion of NCEP Temperature data (right).

around 30° N is stronger for the NCEP run (lower panels of Figure 3). The stratopause maximum around 50–60 km looks quite similar in both figures. However, in between, i.e. above the tropospheric jet and south of the polar night jet the local minimum of $\partial\bar{q}/\partial y$ is more pronounced in the NCEP run. In his investigations about vertical propagation of planetary waves Matsuno (1970) found that a region of weak meridional potential vorticity gradient can act as a barrier for wave propagation and confines the wave energy to polar regions. This means, that the propagation of PW is now stronger prescribed as upward propagation rather than horizontal propagation.

3 Forcing of the 16-day wave

The 16-day wave (16DW) is a regular feature of the the winter middle atmosphere. The planetary wave with zonal wave number 1 and periods of around 16 days belongs to the set of Eigenmodes of the atmosphere. The 16DW can propagate upwards through the winter hemisphere (i.e., through westerly winds) into the mesopause region where it breaks. Wave amplitudes in the zonal wind maximise in the mesosphere at around 70–75 km height with values up to $15 - 18 \text{ m s}^{-1}$ (e.g., Namboothiri et al. (2002); Luo et al. (2002)).

The 16DW is forced in COMMA-LIM by inserting an additional heating term h_{16dw} again

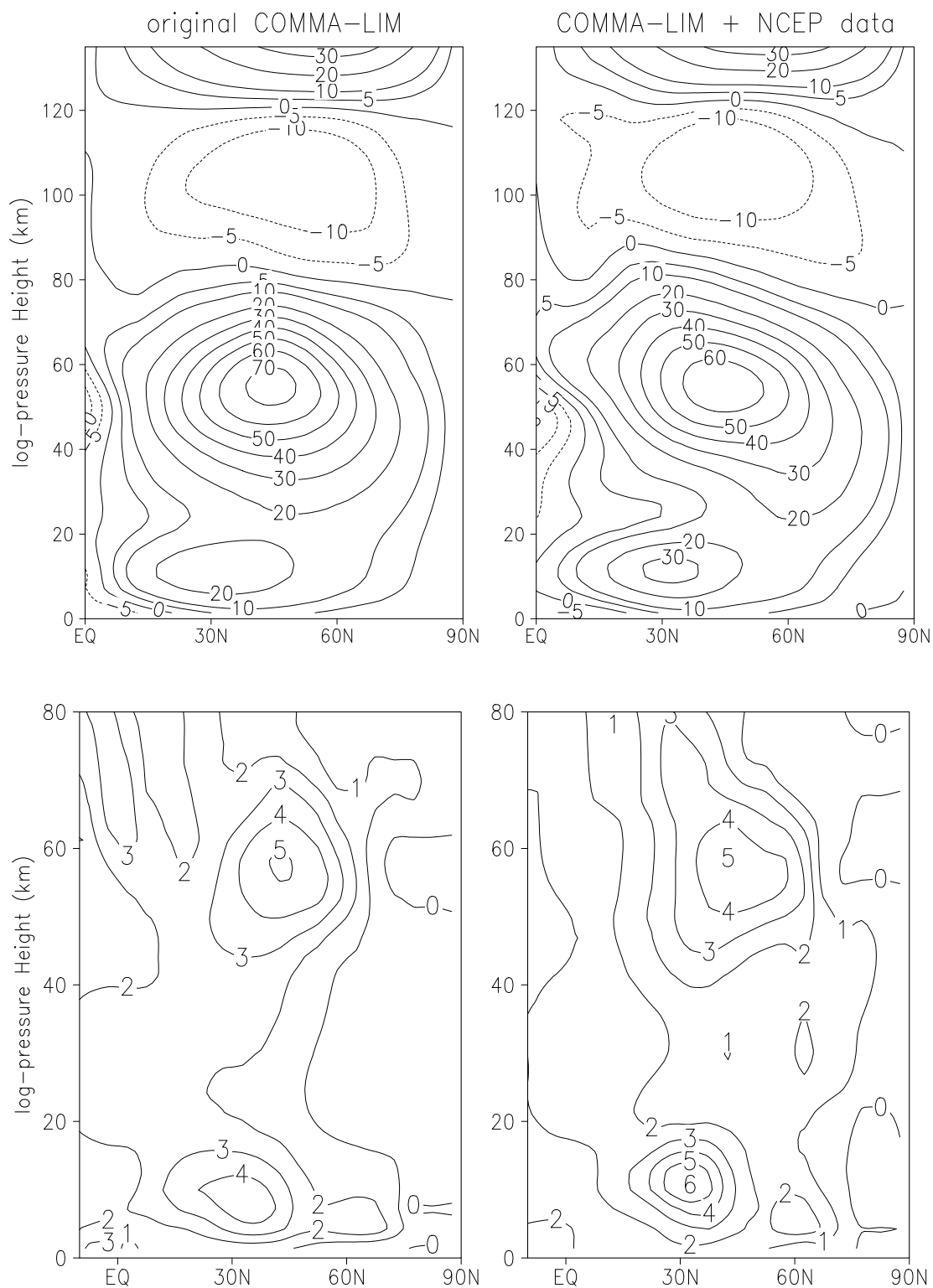


Figure 3: Upper panels: The January monthly mean zonal mean wind field ($m s^{-1}$) calculated for original COMMA-LIM conditions (left) and under inclusion of NCEP Temperature data (right). Lower panels: meridional gradient of potential vorticity $\partial\bar{q}/\partial y \times 10^{10}$ ($m^{-1} s^{-1}$) in the same appearance.

into the first law of thermodynamics:

$$h_{16dw} = A \Phi(\phi) F(z) \cos(kx - \omega t) \quad (2)$$

with

- $A = 6.4$ K/day, an empirical defined amplitude in order to meet the observed values,
- $\Phi(\phi)$, Hough mode (1,3), describing the latitudinal structure of the wave,
- $F(z) = \exp[-\frac{(z-10)^2}{25}]$ defines the smoothed height of forcing,
- $k = 1$ is the zonal wave number, and frequency $\omega = -2\pi/T$, with the period $T = 360$ h.

Now the 16DW is forced for both cases in order to investigate the influence of the assimilated NCEP-temperature on the propagation of planetary waves. The wave is forced when the basic state of January has been established and the model runs additionally 30 days to let the model atmosphere to be tuned with the wave. Afterwards, the full month of January is calculated. The following figures of the 16DW represent a monthly mean.

4 Results

In Figure 4 the 16DW amplitudes are displayed for the original and the NCEP experiments. Upper panels show the amplitudes of zonal wind and lower panels of the temperature perturbation. A remarkable difference can be seen in the behaviour of wave propagation. In the troposphere the wave is stronger pronounced in the original run while the NCEP run shows a much stronger amplitude of the 16DW in the mesosphere. There, the wave also propagates higher up to 120 km. This indicates that the so changed background temperature and wind fields support upward planetary wave propagation while in the original case a large part of the wave energy is trapped in the troposphere. Furthermore, the results obtained with the NCEP run are quite close to the observations reported by Namboothiri et al. (2002) and Luo et al. (2002).

In order to check the distribution of wave energy in the winter hemisphere the Eliassen-Palm flux (EP-flux) is calculated. The EP-flux represents momentum and heat fluxes of the atmospheric disturbances:

$$F^\phi = \rho_0 a \cos\phi \left(\overline{u_z} \frac{\overline{v' \theta'}}{\overline{\theta_z}} - \overline{v' u'} \right), \quad (3)$$

$$F^z = \rho_0 a \cos\phi \left\{ \left[f - \frac{1}{a \cos\phi} (\overline{u \cos\phi})_\phi \right] \frac{\overline{v' \theta'}}{\overline{\theta_z}} - \overline{w' u'} \right\}. \quad (4)$$

Here, F^ϕ and F^z refer to the horizontal and vertical component in spherical coordinates. The Eliassen-Palm Flux is presented in Figure 5 for the two experiments. For the control run one can see a downward directed flux in the polar lower stratosphere and also some poleward downward propagation in the layers above. The upward propagation in the middle atmosphere is weaker than in the NCEP run, where no downward movement can be seen. This shows clearly that the background circulation in the troposphere and stratosphere plays an important role for the starting conditions of a planetary wave.

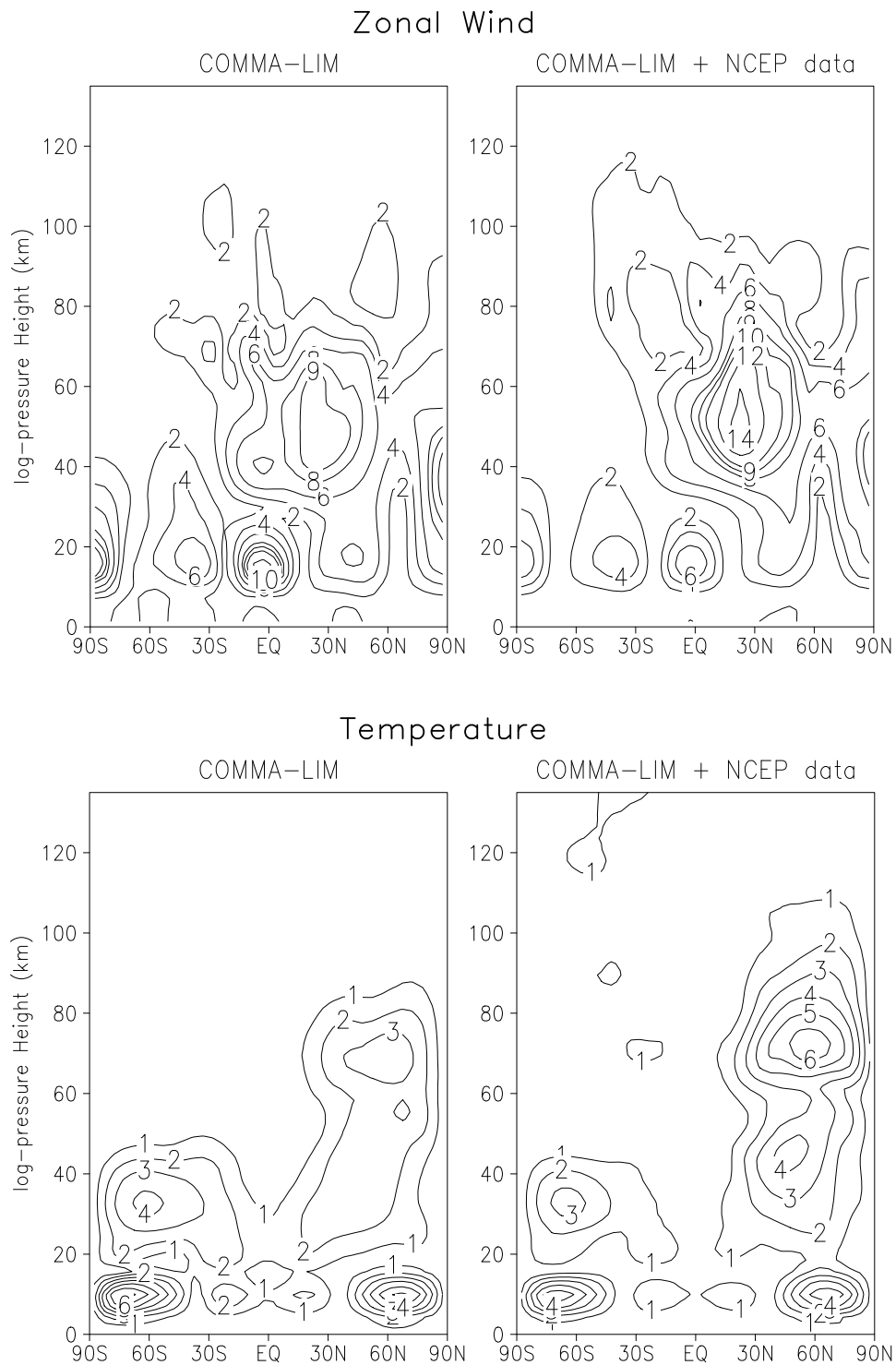


Figure 4: Upper panels: Amplitudes of the 16-day wave in zonal wind calculated for original COMMA-LIM conditions (left) and under inclusion of NCEP Temperature data (right). Lower panels: amplitudes of the 16-day waves in the same appearance.

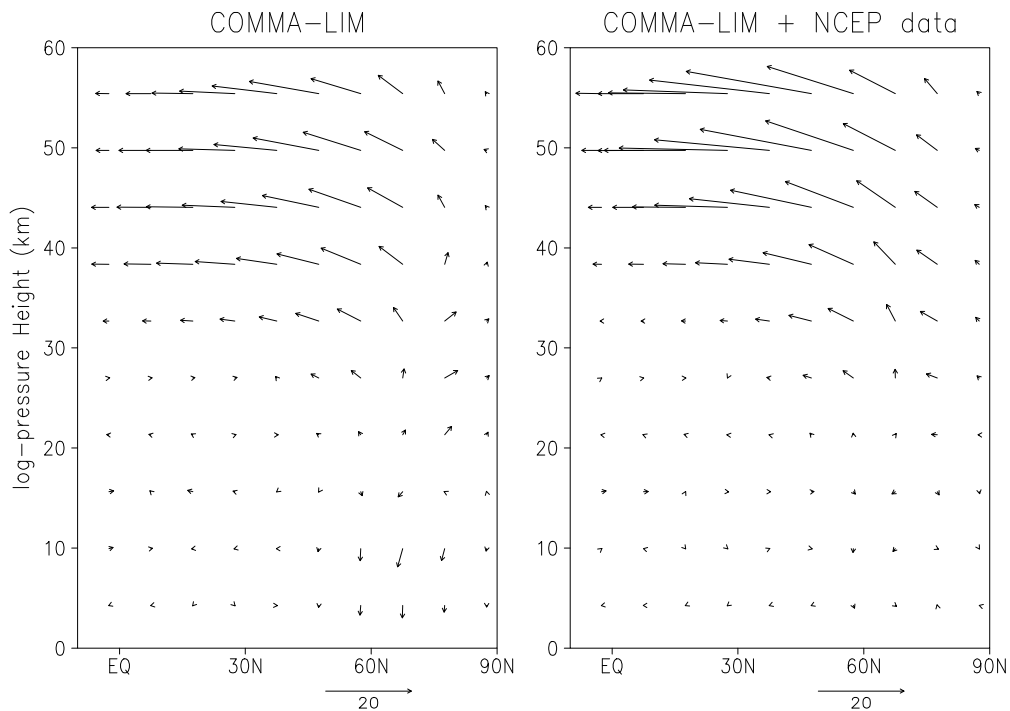


Figure 5: The Eliassen-Palm flux (m^2/s^2) calculated for original COMMA-LIM conditions (left) and under inclusion of NCEP Temperature data (right). The vertical component is increased ($F_z \times 50$) in order to highlight the up- and downward propagation.

5 Conclusions

It has been shown that the method of nudging NCEP reanalysis temperature data into COMMA-LIM provides an easy and effective tool for improving the temperature and wind field in the lower atmosphere. This has also a large impact on the structure of the middle atmospheric jets so that the propagation conditions of the planetary waves are changed remarkably. Particularly, the subtropical jets and the polar night jet act as waveguides that allow the 16DW to propagate upwards. With the new stage of COMMA-LIM we generate a more realistic description of the middle atmosphere.

Acknowledgement

This study was supported by DFG under grant number JA 836/21-1 and by RFBR under grant number 05-05-64485.

Adress of Author

K. Fröhlich (kfroehlich@uni-leipzig.de), Institut für Meteorologie, Universität Leipzig, Stephanstr.3, 04103 Leipzig

References

Dickinson, R. (1968). Planetary Rossby waves propagating vertically through weak westerly wind wave guides. *J. Atmos. Sci.*, 25:984–1002.

- Fröhlich, K., Pogoreltsev, A., and Jacobi, C. (2003). COMMA-LIM new aspects and climatology. *Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig*, 30:150–180.
- Kurihara, Y. and Tuleya, R. (1978). Scheme of dynamic initialization of boundary-layer in a primitive equation model. *Mon. Wea. Rev.*, 106(1):114–123.
- Luo, Y., Manson, A., Meek, C., Meyer, C., Burrage, M., Fritts, D., Hall, C., and Hocking, W. (2002). The 16-day planetary waves: multi MF-radar observations from the arctic to equator and comparisons with the HRDI instruments and GSWM modelling results. *Ann. Geophysicae*, 20:691–709.
- Matsuno, T. (1970). Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter northern hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 27:871–883.
- Morel, B., Keckhut, P., Bencherif, H., Hauchecorne, A., Mégie, G., and Baldy, S. (2004). Investigation of the tidal variations in a 3-d dynamics-chemistry-transport model of the middle atmosphere. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 66:251–265.
- Namboothiri, S., Kishore, P., and Igarashi, K. (2002). Climatological studies of the quasi 16-day oscillations in the mesosphere and lower thermosphere at Yamagawa (31.2 degrees N, 130.6 degrees E), Japan . *Ann. Geophysicae*, 20(8):1239–1246.
- Nigam, S. and Lindzen, R. (1989). The sensitivity of stationary waves to variations in the basic state zonal flow. *J. Atmos. Sci.*, 46(12):1746–1768.

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig Bd. 41

Meteor head velocity determination

G. Stober, Ch. Jacobi

March 29, 2007

Zusammenfassung

Meteore, die in die Atmosphäre eindringen, bilden bei hohen Oberflächentemperaturen, die durch Kollisionen mit der umgebenden Luft hervorgerufen werden, einen mehrere Kilometer langen Plasmaschweif aus. An diesem Schweif werden ausgesandte Radarwellen reflektiert und zurückgestreut. Dies führt zu einem charakteristischen Schwingungsverhalten, auch Fresnel Zonen genannt, am Empfänger. Die Überlagerung dieser Wellen ist verantwortlich für die typische Signalform eines Meteors, mit dem abrupten Anstieg und dem exponentiellen Abfall für "underdense" Meteore. Mit Hilfe einer Simulation wird der theoretische Zusammenhang zwischen Geschwindigkeit und Signalverlauf demonstriert. Des weiteren wird gezeigt, dass die Methode von Baggaley et al. [1997] zur Bestimmung von Meteoreintrittsgeschwindigkeiten auch auf ein Radarinterferometer (SKiYMET) anwendbar ist. Abschliessend werden die gewonnenen Ergebnisse mit einem anderen Verfahren sowie der Literatur verglichen.

Abstract

Meteors, penetrating the earth's atmosphere, creating at high surface temperatures, which are caused by collisions with the surrounding air molecules, a several kilometer long plasma trail. The ionized plasma backscatters transmitted radar waves. This leads to characteristic oscillations, called Fresnel zones, at the receiver. The interference of these waves entails the typical signal shape of an underdense meteor with the sudden rise of the signal and the exponential decay. By means of a simulation the theoretical connection between velocity and signal shape is demonstrated. Furthermore it is presented, that the method from Baggaley et al. [1997] for determination of meteor entry velocities is applicable for a radar interferometer (SKiYMET). Finally the results are compared to other radar methods on similar equipment and to other experiments.

1 Introduction

As meteoroids enter the earth's atmosphere they form a cylindrical plasma trail. This trail is detected by the SKiYMET backscatter meteor radar at Collm observatory (51.3° N, 13° E). Previous articles already described the use of the meteoric ionization to determine a mesopause temperature from the ambipolar diffusion coefficient, which corresponds to the decay time of the received signal (Hocking et al. [1999,2001,2004] and Stober et al. [2006]). It's also well known that the plasma is drifted due to the prevailing winds in the meteor layer, resulting in a radial velocity component of the meteor echo. All the necessary parameters (e.g. radial velocity, theta, phi, τ , etc) for the calculation of these meteorological information are obtained by automatic computer routines for the signal analysis. A more detailed description is given in Hocking et al. [2001] and Stober [2006].

A meteor head velocity measurement is non-standard for the SKiYMET radar, operated at Leipzig University. Therefore, the first step was to create a model of a meteor entering the atmosphere. The numerical simulation includes all important parameters the echo depend on, such as the range R , the PRF (Pulse Repetition Frequency), the meteor head velocity v (simulation velocity), the decay time (τ), the transmitting power P_T , the antenna gains for the transmitter, the receiver G_T and G_R and finally the electron line density q .

With this simulation it was possible to implement the method of Baggaley [1997], who used the rising time of signal, which consists of several successive Fresnel zones close to the specular point of the meteor echo. Other methods are the pre- t_0 or post- t_0 approach, which work as well as the rising time method in

theory, but often the signal power is too weak, especially in the early stages of the signal pre- t_0 that it is very difficult to separate the white noise of the amplifier from a real signal. This makes an application of this procedure very difficult by a computer analysis program. On the other hand the post- t_0 method suffers from the problem of prevailing winds and the ambipolar diffusion. Both processes have to be removed, before the signal could be analyzed. In practice this removal is often not possible. Of course the pre- t_0 and the post- t_0 approach have shown, that if the data (1-3%) can be analyzed, that they have a slightly higher accuracy than the rising time method.

Determining meteor head velocities may provide valuable information, especially the possible distinguishing of space debris from real meteor is of interest. Other studies showed that with the knowledge of the meteor speed and implementing meteor models the mass, the mass ablation and the atmospheric density can be estimated (Hunt et al. [2003]).

2 Meteoric plasma production

A meteor traveling with velocities between 12-72 km/s through the atmosphere is heated up by colliding with the air molecules. When the surface of the meteoroid reaches a temperature of about 1850 K (Baggaley [2002]) the mass ablation process starts. Hence the mass ablation starts in an altitude of 70-100 km. The typical impacting species are O_2 and N_2 . Since the ionization potentials of O_2 and N_2 are higher than those of the meteoric constituents Ca, Fe, Mg, Si and Na the plasma trail includes mainly metallic ions. For the operation of the radar sampling the number of free electrons is more important. Assuming an ambipolar process in the plasma the ionic and the electronic component have a common dynamic behavior (Prölss [2004], Stober [2006]). The following empirical formula connects the free electron density q with the velocity v , the effective ionization parameter β and the meteoric mass of the ablated atoms μ ;

$$q = -\frac{\beta}{\mu v} \frac{dm}{dt} \quad (1)$$

The effective ionization is described by the Jones model 1997;

$$\beta = 9.4 \cdot 10^{-6} (v - v_{threshold})^2 V^{0.8} . \quad (2)$$

3 Meteor echo formation process

The geometry of our experiment is very important. In the case of a backscatter radar the strongest signal is received, when the meteor is passing the specular condition. That means the point where the meteor velocity vector is perpendicular to the radar radiant vector. This part of the signal is further on the time reference and called the t_0 -oscillation. Of course like in every other scattering process there is also some energy reflected before passing through the specular condition. This reflection shows typical Fresnel zones which can be used for velocity determination. These oscillation are more than 1000 times weaker than the t_0 signal of the meteor and known as pre- t_0 oscillations or Fresnel zones. Thus, this method is very susceptible to bad signal to noise ratios.

Studying the time behavior of the electric field at our receiver will give us a better understanding of the echo formation process. The electric field is proportional to the term;

$$E ds \propto q \exp \left(i \left(\omega t - \frac{4\pi R}{\lambda} \right) \right) ds , \quad (3)$$

where q is the electron density (1), R the radial distance, λ the radar wavelength and ω the angular frequency. Therefore the total electric field received by the plasma trail is given by the integral along the track length;

$$E \propto q \int_0^s \sin \left(\omega t - \frac{4\pi R}{\lambda} \right) ds . \quad (4)$$

Assuming q as constant along the trail and integrating along the trail length s will give the total electric field at the antennas. Take into account the geometry and simplifying the slowly changing range near to the orthogonality position the total electric field can be expressed in terms of the Fresnel integrals;

$$E \propto q(C \sin\chi - S \cos\chi) \text{ and } \chi = \left(\omega t - \frac{4\pi R}{\lambda} \right) , \quad (5)$$

with

$$C = \int_{-\infty}^x \cos\left(\frac{\pi x^2}{2}\right) dx \text{ and } S = \int_{-\infty}^x \sin\left(\frac{\pi x^2}{2}\right) dx . \quad (6)$$

This leads to the backscattered power at the radar antennas;

$$P_R = \frac{P_T G_T G_R \lambda^3 \sigma_e}{128\pi^3 R^3} q^2 \left(\frac{C^2 + S^2}{2} \right) . \quad (7)$$

4 Numerical simulation of the meteor echo formation

The numerical simulation of the meteor echo formation process is based on the Fresnel integrals. Thus, the numerical solution of these integrals is the main problem. A good illustration of the Fresnel parameters is given by the Cornu Spiral (Fig. 1). There, the relative amplitude is given by a vector from $C = -0.5$ and $S = -0.5$, corresponding to $x = -\infty$ and a point along the curve (Baggaley [2002]), which can be expressed as length of the plasma trail in the atmosphere. Using this information it is possible to separate the received power at the antennas in two parts, the in-phase component C and the quadrature component S . The phase behavior of the two components is given by $\tan\phi = (S/C)$.

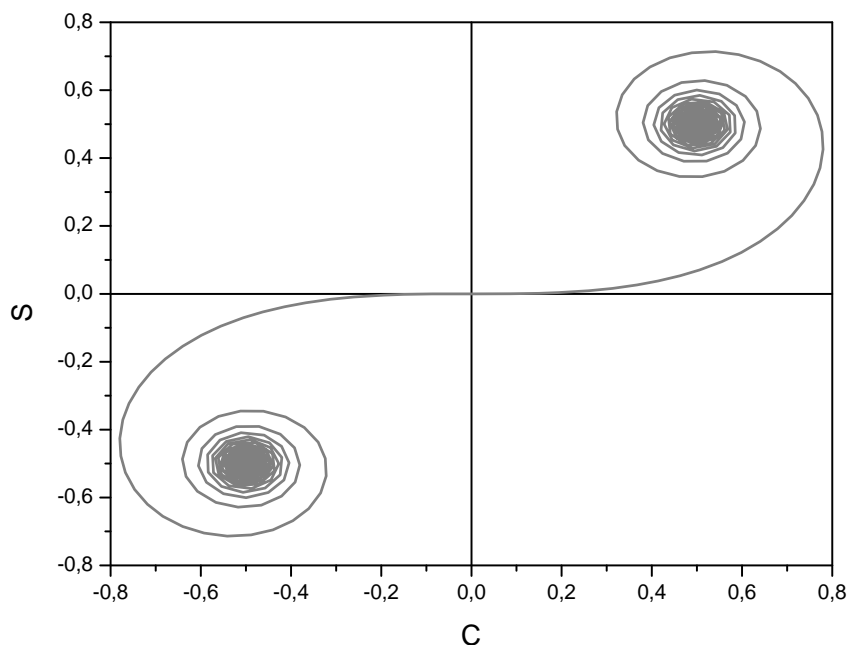


Figure 1: Cornu Spiral illustrates the behavior of the signal received from Fresnel zone. The (0,0) coordinate shows the specular condition.

The final step for simulation is the connection of the Fresnel zone x with time. Assuming a meteor entering the earth's atmosphere with velocity v , at a distance R_0 (radial distance at specular point) and

a decay time τ allows to calculate for several time steps the position relative to the radar. The time steps are determined by the PRF (Pulse Repetition Frequency) of the radar. The SKiYMET radar at Collm Observatory uses a 2144 Hz PRF with a 4-time coherent integration, which results in an effective PRF of 536 Hz (Hocking [2000]). Considering all these facts, the angular change in position and range of the meteor is calculated and from that the Fresnel parameter x is deduced. Solving the integrals (6) for the given value of x leads directly to the backscattered power at the antenna. The resulting power can be plotted as time series as well as in the Fresnel parameter x . To simplify the simulation any angular difference of the antenna gains is neglected. This does no damage at all, because the simulation of the time behavior of the signal should be independent from the antennas used at the ground station and from their characteristics. In Figure 2 there are given some typical Fresnel oscillations for different decay times.

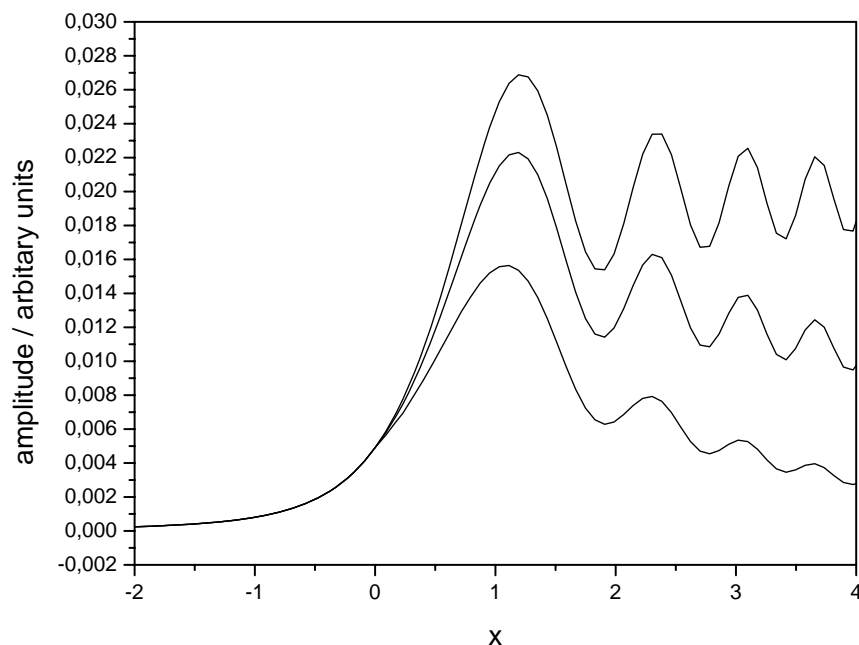


Figure 2: Fresnel oscillation of a specular meteor for different decay times for $\tau = \infty, 0.3, 0.1$ plotted in Fresnel zones.

5 Velocity determination from echo profile measurements

This method was introduced by Baggaley et al. [1997] and uses the Fresnel zones close to the specular condition. The length s of a Fresnel zone is given by the term;

$$s = \frac{\sqrt{R\lambda}}{2} x \quad . \quad (8)$$

Therefore the meteor velocity is given as;

$$v = \frac{\sqrt{R\lambda}}{2} \frac{dx}{dt} \quad . \quad (9)$$

Note that the maximum resultant amplitude of the standard diffraction as $A_{max} = 1.657$ at $x = 1.217$ and the maximum gradient dA/dx at $x = 0.572$, which correspond to the tangent point in the Cornu

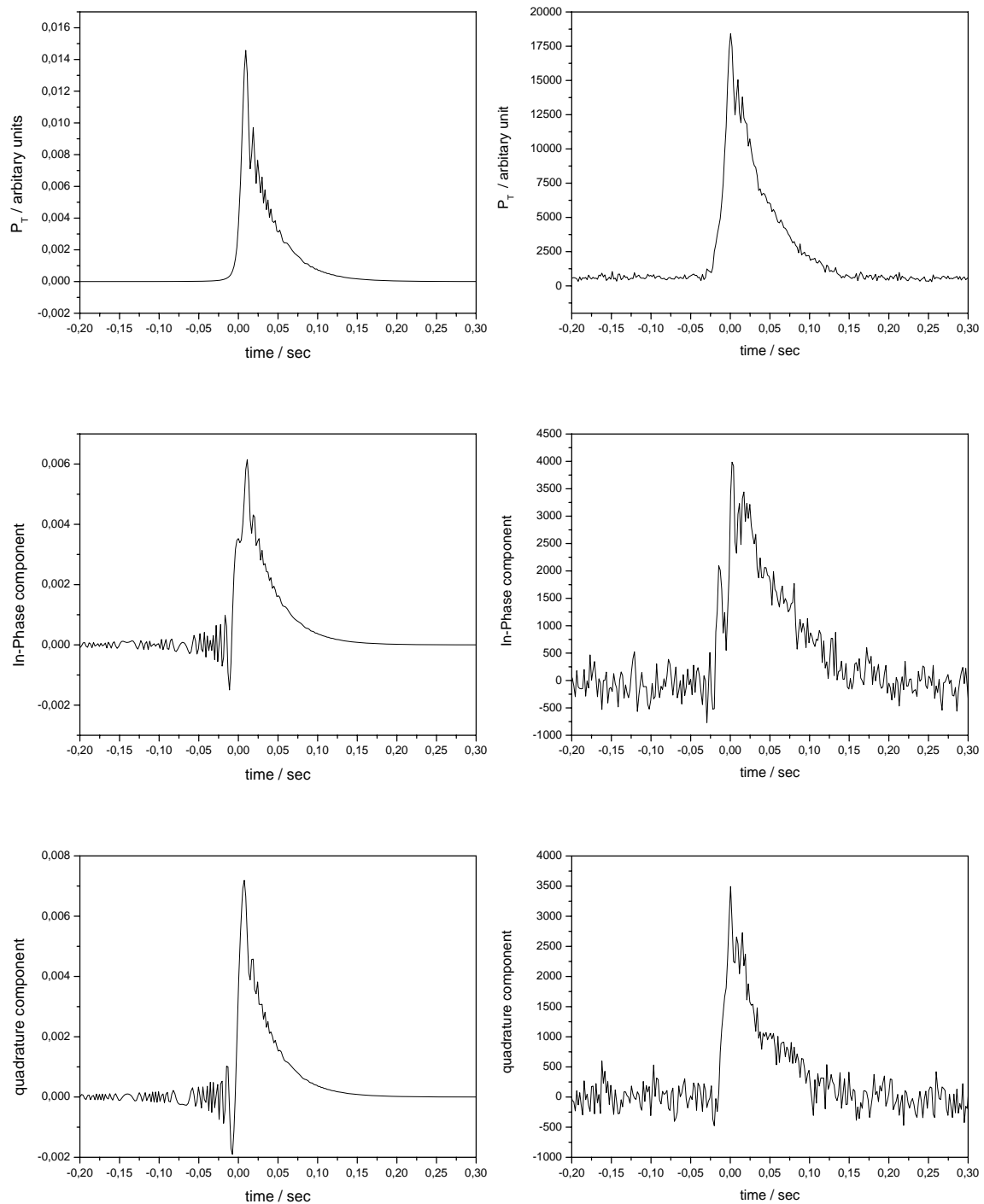


Figure 3: Simulated signal (left) and real signal (right) of a specular meteor echo plotted with a PRF of 536, at a range of 134km and $\tau = 0.034s$ for the amplitude, the in-phase and quadrature components. The simulated signal power is normalized to P_T, G_T and $G_R=1$.

Spiral. For a radar sampling amplitudes with a PRF Eq. (9) must be slightly modified, which results in;

$$v = \frac{1.657 PRF \sqrt{R\lambda}}{2 A_{max}} \left[\frac{\Delta A}{\Delta n} \right]_{max} , \tag{10}$$

for the velocity. The limits of this method are easy to guess. The problem in reality is to find the derivation of the received echo power, especially white noise of the receivers can do severe damage to the data.

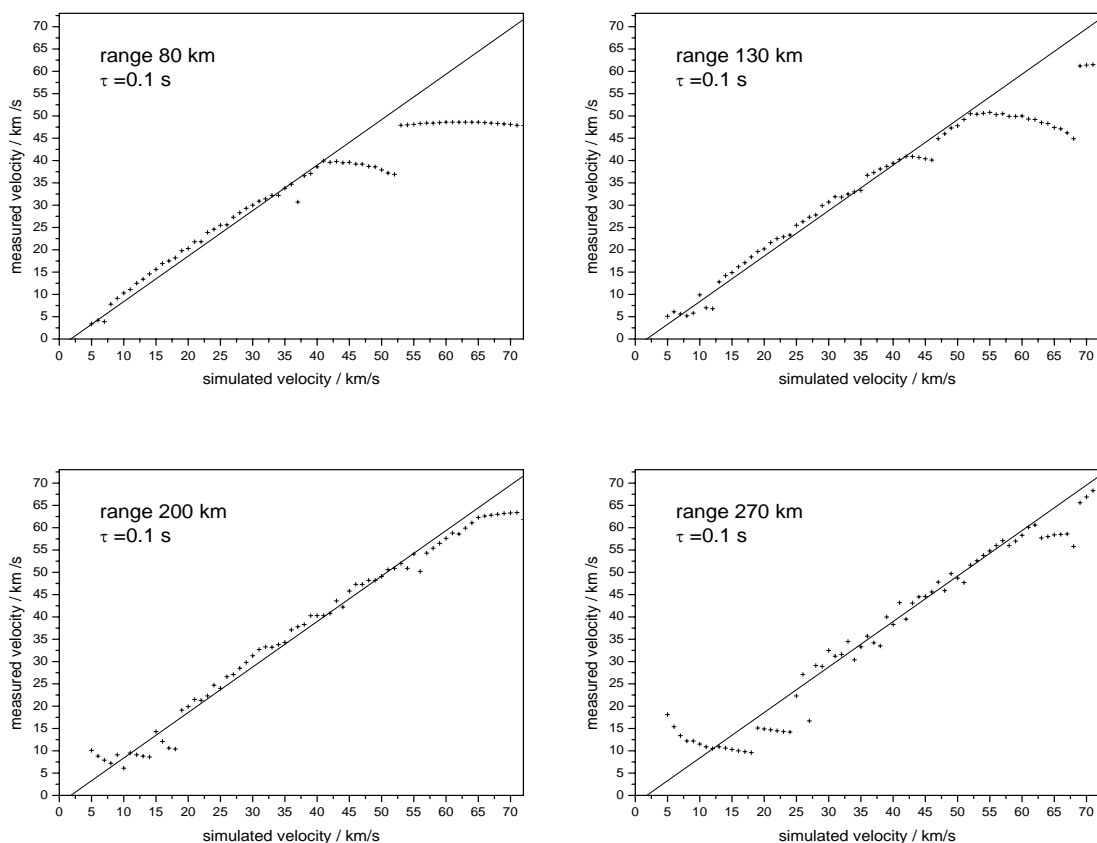
Baggaley et al. [1997] performed comparisons to other methods, e.g. optical, pre- t_0 and also multi-site measurements. The investigation delivered a systematic error of -0.6 km/s and a standard deviation of 4 km/s to other independent methods.

Running the above described algorithm on the simulated echo profiles confirmed this systematic bias error. In addition, it is possible to define the exact limits of this method for the radar at Collm Observatory. As Figure 4 shows, the analysis is quite unreliable for very low speeds ($\leq 10 \text{ km/s}$) and at very high velocities ($\geq 55 \text{ km/s}$) for meteors at minor range of approximately 130 km . The higher the distance from the radar, the lower the accuracy gets for slow targets, but the more reliable is the measurement for very fast meteors. The dependence of the error from the distance provides some problems to correct for this bias. Considering the known effects that most meteors are detected at a range close to 130 km and the dependence of the radio magnitude M from the velocity,

$$M = 36 - 2.5 \log_{10} q + 2.5 \log_{10} V \quad [V] \text{ in } \frac{\text{km}}{\text{s}} ; \quad (11)$$

lets us conclude that the measurement should show the greatest accuracy in the speed range of $10\text{-}35 \text{ km/s}$. This result takes into consideration that the maximum flux occurs at a distance of 130 km (Stober [2006]). Hence, most of the meteors should have speeds of $10\text{-}35 \text{ km/s}$. Therefore the following linear bias correction is applied to the data, which guarantees the greatest possible accuracy for this velocity range;

$$V_{corrected} = \frac{1809.1 \frac{\text{m}}{\text{s}} - V_{measured}}{1.101} . \quad (12)$$



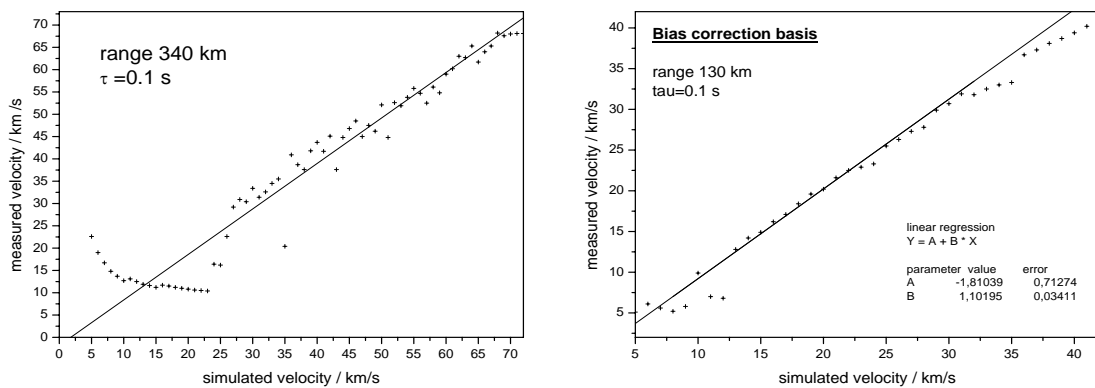


Figure 4: Correlation diagram of the simulated data and the analysis algorithm of the SKiYMET radar operated at Collm with a linear correction fit.

6 Results

Due to disc space limitation no automatic storage of the single receiver data for each meteor event is made. The quadrature and in-phase components from each meteor event are only stored for one month (Hocking et al. [2001]), which means one second of data of the pre- t_0 and three seconds of the post- t_0 signal are stored. We analyzed the Geminids on the December 12-15 and some January data, because on the one hand there is a high count rate of meteors (Geminids) and on the other hand there is data from Kühlungsborn 2006 available. This allows a comparison to a radar using another method at a site close to Collm.

A good basis for a comparison are velocity histograms with 1 km/s bins (Fig. 5). The diagrams show a mean meteor velocity of 17 km/s for both Kühlungsborn and Collm. Remembering the results of the simulation all data below 5 km/s is neglected and as expected from the distance distribution most of the detected meteors are in the range between 10-30 km/s at both sites. Obviously there are some meteor events below 7 km/s, which can be interpreted as space debris. Of course the error for this low speeds is too large to do a more detailed classification. In contrast it is evident that the Kühlungsborn data includes much more of the space debris. But both methods are not able to provide a direct separation of space debris from real meteor events.

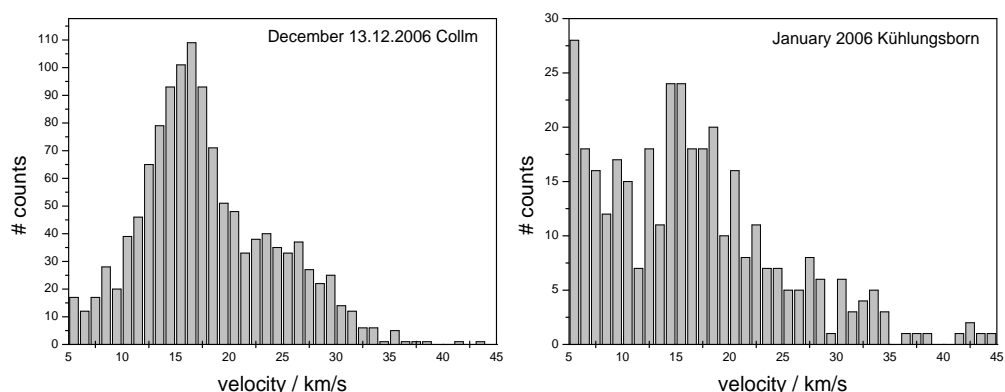


Figure 5: Histograms of the meteor head velocities measured at Collm (left) and Kühlungsborn (right).

A velocity altitude profile indicates a dependence of the velocity on height. It seems that slower meteors tend to ionize at lower altitudes. This effect is also confirmed by optical measurements. But this does

not take into account that always the entry angle of a meteor is related to the specular condition of the radar. This means a steep entry angle is always connected with a large distance to the radar site and shallow angle with a closer distance. Hence meteors with shallow entry angles are detected close to the zenith of the radar site. In addition a shallow entry angle is almost connected with a slower velocity, which means a very fast meteor with an entry angle close to 0° would simply pass the earth without forming a plasma trail or would be reflected from the atmosphere back to space. Only a fast meteor striking the atmosphere at a steep angle can be detected. Both effects are included in Figure 6 and so the large spread around 15 km/s is explainable. At this speed a width spread of possible entry angles exist.

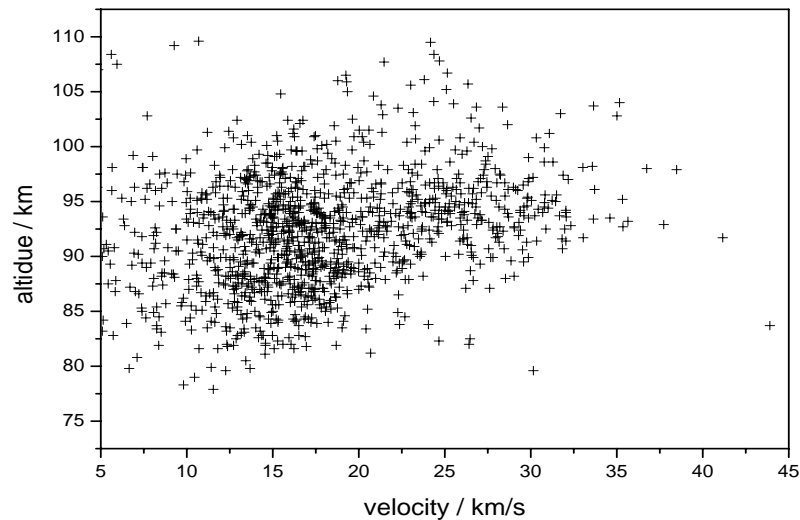


Figure 6: Meteor head speed vs. height diagram given for the 13.12.2006 during the Geminid shower.

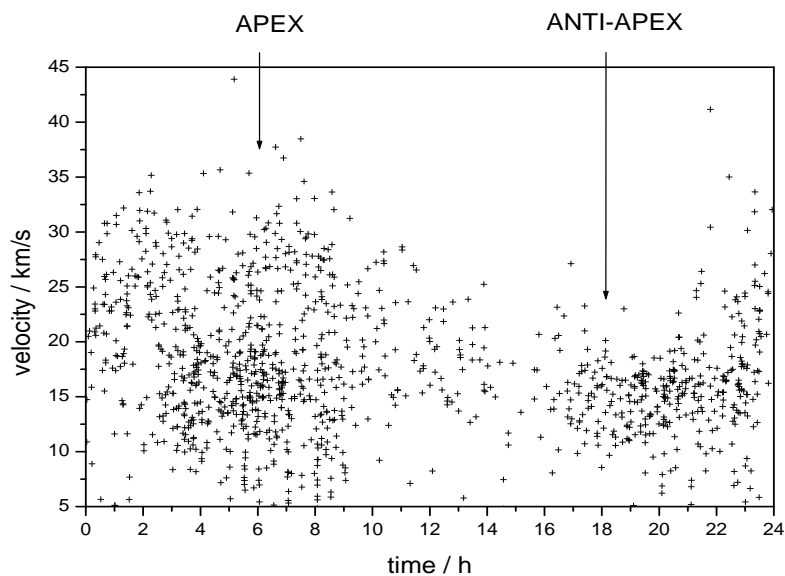


Figure 7: A one day (13.12.2006) profile plot of the meteor velocity indicating the APEX and Anti-APEX. The time is given in UTC.

Finally a graph of time vs. velocity shows the Apex and Anti-Apex of the earth related to the fix star background (Figure 7). Due to the earth rotation the highest velocities are measured during the night,

the lowest at late afternoon. There is one additional fact, that belonging to the meteor flux. Obviously the Anti-Apex point is only the time with lowest meteor head velocities, but not the time of the smallest meteor flux, which is reached two hours earlier. At the moment there is no obvious explanation for this effect.

The results are confirmed by a study in the CMOR (Canadian Meteor Orbit Program) (Webster et al.[2004]). During the work three spaced receivers with distances of several kilometers were used to derive the meteor velocity and flight paths. Hunt et al.[2003] concluded some higher velocities for the meteor entrance speeds using larger radars, designed for astrophysics. The data evaluated there focused on direct head echoes, which were detected with the ATAIR system (9° N, 167° E) and the HRMP (40° N, 270° E). The transmitter power of these systems were in the range of 0.6-4.0 MW.

7 Conclusion

This study illustrates the benefit of the rising time method from Baggaley et al. [1997] as a tool to derive meteor head velocities with a radar interferometer. The good coincidence to other measurements and simulation confirm the accuracy of the algorithm to determine atmospherical meteor speeds. The appliance of this technique provides the ability to study meteor stream velocities as well as other meteor related parameters. The possibility to detect space debris is also outlined.

Acknowledgments

Special thanks go to W. Singer in Kühlungsborn for providing the data, and for the useful discussions. Also the technical support and maintenance of the radar at Collm by D. Kürschner is acknowledged.

References

- Baggaley W.J., R.G.T. Bennett, A.D. Taylor, Radar meteor atmospheric speeds determined from echo profile measurements, *Planet. Space Sci.*, Vol. 45, 5, 577-583, 1997
- Baggaley W.J., 2003: Radar Observations. in: I.P. Williams, E. Murad (Eds.), *Meteors in the earth atmosphere*, Cambridge University Press, 123-148, 2002
- Hocking W.K., Thayaparan T. and J. Jones, Meteor decay times and their use in determining a diagnostic mesospheric temperature-pressure parameter: methodology and one year of data, *Geophysical Research Letters*, 2977-2980, 1997
- Hocking W.K., Temperatures using radar-meteor decay times, *Geophysical Research Letters*, 3297-3300, 1999
- Hocking W.K., Real-time meteor entrance speed determination made with interferometric meteor radars, *Radio Science*, Vol. 35, 5, 1205-1220, 2000
- Hocking W.K., B. Fuller, B. Vandeppeer, Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 63, 2001
- Hunt S.M., M. Oppenheim, S. Close, P.G. Brown, F. McKeen, M. Minardi, Determination of the meteoroid velocity distribution at the Earth using high-gain radar, *Icarus* 168, 12, 34-42, 2003
- Prölls G.W., Physik des erdnahen Weltraums. 2. Auflage, Springer, 2004
- Stober G., Jacobi Ch., Mesopause Temperatures over Collm, *Sci. Rep. Met. Inst. Univ. L.* 37, 41-54, 2006
- Stober G., Radar-Temperaturmessung im Mesopausenbereich, *Diploma thesis Met. Inst. Univ. L.*, 2006
- Webster A.R., P.G. Brown, J. Jones, K.J. Ellis, M. Campbell-Brown, Canadian Meteor Orbit Radar (CMOR), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4, 679-684, 2004

Response of the ionospheric total electron content to stratospheric normal modes

P. Hoffmann, Ch. Jacobi

Zusammenfassung

Globale Karten des totalen Elektronengehaltes (TEC) der Ionosphäre werden nach Signalen planetarer Wellenaktivität aus der Stratosphäre im Bereich der mittleren Breiten ($\sim 52.5^\circ\text{N}$) untersucht, um eine Abschätzung über die vertikale Kopplung durch planetare Wellen (PW) zu erhalten. Die Variabilität der Ionosphäre wird operationell durch das DLR Neustrelitz erfasst. Seit 2002 werden zu diesem Zwecke hemisphärische TEC Karten erstellt, die eine Analyse PW typischer Oszillationen in der Ionosphäre ermöglichen. Die verwendete Methode zur Analyse separiert Wellen nach ihrer zonalen Wellenzahl, Periode und Ausbreitungsrichtung.

In einer vorherigen Fallstudie vom Herbst 2004 wurde u.a. die quasi 6-Tage Welle (m2w) im mittleren Spektrum für das Geopotential in 1hPa (Stratosphäre) als auch den ionosphärischen TEC beobachtet. Die aktuellen Resultate geben Hinweise für ein gleichzeitiges Auftreten dieser Welle mit einer quasi 6-Tage Oszillation in der Mesopausenregion. Jedoch im Vergleich zur Stratosphäre scheinen die Signaturen verschoben und etwas modifiziert.

Summary

The response of stratospheric planetary wave (PW) activity over the higher middle latitudes ($\sim 52.5^\circ\text{N}$) in global gridded ionospheric data of the total electron content (TEC) are investigated to estimate the vertical coupling by PW. The monitoring of ionospheric variability is regularly operated by DLR Neustrelitz since 2002 producing TEC maps covering the northern hemisphere. This data base is considered for comparing simultaneous observations of wave activity in both stratosphere and ionosphere. The analysis technique of planetary wave type oscillations (PWTO) is carried out by separating waves into their zonal wavenumber, period and travelling direction.

A previous case study of autumn 2004 has shown that among other things the quasi 6-day wave (m2w) is visible in the mean spectrum of stratospheric geopotential height at 1 hPa pressure level and of ionospheric TEC data. The actual results give hints for a simultaneous occurrence of this wave type with a quasi 6-day oscillation in the mesopause region. But in comparison to the stratosphere, the wave signatures seem to be somewhat shifted and modified.

1. Introduction

Ionospheric variability with respect to planetary waves (PW) in a range of several days has already been studied by Altadill et al. (2003) by using measurements of the ionosonde critical plasma frequency (foF2). Wave signatures with periods of nearly 6 days were found in the spectral response of the ionosphere, obviously forced by a global scale wave,

having zonal wavenumber 2, in the mesosphere and lower thermosphere (MLT). The role of "meteorological influences" through PW from below seen in ionospheric variability has first been estimated by Forbes et al. (2000). They found that these exceed the effects induced by the solar photon flux or solar wind variability. As linking mechanisms between wave activity in the lower atmosphere and ionosphere vertical plasma drift, interaction of gravity waves (GW) with tides and PW modulation of the solar tides are proposed (Lastovicka, 2006). However, direct propagation of long-period PW into the upper thermosphere cannot happen due to strong wave dissipation at thermospheric heights (ion drag, molecular viscosity and thermal conduction).

The middle atmosphere shows a broad spectrum of travelling PW. They are generated, among others, by the quasi-stationary planetary waves (SPW), which modify the mean flow through depositing heat and momentum, as well as by irregular thermal or mechanical forcing in the lower atmosphere. SPW are induced by orography and diabatic heating in the troposphere. As extra-tropical Rossby normal modes for zonal wavenumber $m=1$, symmetric with respect to the equator, the 5-, 10- and 16-day wave were theoretically predicted by Salby (1984) and they are predominantly westward propagating. As normal symmetric modes for $m=2$, periods of 4-, 6-, and about 12-days can be obtained by calculating an averaged spectrum for westward propagating PW. The propagation of the first symmetric modes with zonal wavenumber 1 and 2 into the upper atmosphere was investigated by Fedulina et al. (2004). The 5-day wave propagates from the lower atmosphere with a delay of about one week during spring and autumn transition. Numerical simulations show that the 4-day wave is only capable of propagating into the upper stratosphere when the background wind is eastward and relatively weak (Pogoreltsev et al. 2002).

The mesosphere region is strongly influenced through upward propagating GW from the troposphere. Their wave amplitudes grow with height, break and lead to turbulences, small-scale mixing and dissipation in the upper mesosphere region. GW tend to drag the mean flow and influence the penetration of PW into the thermosphere. Due to relevance of GW, the behaviour of PW in the mesopause region differs from that in the stratosphere. Short periodic PW are generally strong in summer, while longer periodic PW dominate in winter. But similarities can be found during winter, when a direct wave propagation is possible.

The transmission of PW activity from the stratosphere into the ionosphere is interesting for understanding the atmospheric dynamics on the whole, as well as for understanding the origin of ionospheric oscillations. The variability in the ionospheric free electron density is mainly connected with the geomagnetic and solar activities. Thus, mainly during undisturbed conditions, signatures of upward propagating PW are expected in observations of the vertically integrated total electron content (TEC) values. The space-time analysis of global maps of TEC in comparison to stratospheric assimilated fields may give hints of wave activity from lower atmospheric layers.

2. Monitoring of ionospheric variability using TEC of GPS

The ionospheric conditions may be described by the electron density (n_e). The TEC map, as a two dimensional representation of the total electron content, see Equation 1, can be used to investigate PW type oscillations (PWTO) in the ionosphere. TEC is derived by ground based GPS measurements available from the International GPS Service (IGS). Because these TEC values are measured along slant rays (s), a transformation to vertical TEC values needs to be done. Further the normalised TEC values are mapped and blended into a TEC model, which was established by the DLR (Jakowski et al., 1996) especially

for this purpose. The result of this data assimilation is used to calculate the TEC value of each grid point of a fixed map grid covering upper middle and polar latitude with a longitudinal resolution of 7.5° . These TEC maps are processed by DLR Neustrelitz with a time resolution of ten minutes and an accuracy of 1 to $3 \cdot 10^{16}$ el/m² (1 to 3 TECU):

$$\text{TEC}_s = \int n_e ds. \quad (1)$$

2.1 Tidal Waves

The strong solar tides observed in the ionospheric TEC data show the well known temporal and spatial structure. Due to the earth rotation the dominant tidal wave types of 24h, 12h and 8h with their zonal modes $m=1$, $m=2$ and $m=3$ are visible in the ionised component of the atmosphere (Fig.1). The diurnal tides is the most dominantly observed oscillation in the spectrum and represents the ionosation processes forced by sunrise and the recombination processes during sunset. Besides the tidal waves, a signature of the quasi 2-day wave (QTDW) is visible. The right panel in Figure 1 indicates the winter anomaly visible in the tidal amplitudes of TEC, representing the ionospheric F-region. Moreover, a secondary minimum every mid-winter is apparent in the time series of the diurnal tide. The reason for the strongest values around 2002 is the maximum of the 11-years solar circle.

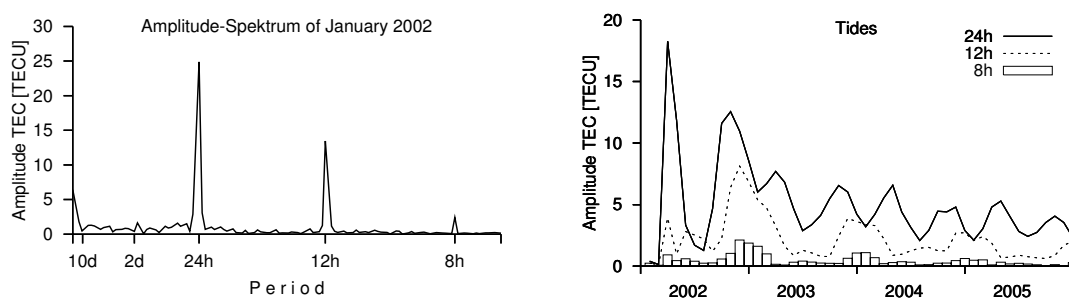


Figure 1: The amplitude spectrum of hourly TEC data over $52^\circ N, 15^\circ E$ (left panel) during January 2002 shows the dominant tidal modes (24h, 12h, 8h) as well as the long period range of several days considering the planetary wave type oscillations. The time series of the monthly mean tidal wave amplitudes gives their seasonal variability from 2002 to 2005 and their solar cycle dependency.

2.2 Elimination of tides by generating daily prevailing TEC (PTEC) values

This transformation from hourly zonal distributed values to a daily mean representation of TEC along one latitudinal circle simplifies the analysis of PW with a period range of several days. A simple scheme in Figure 3 illustrates the principle. At every UT hour, there are 48 TEC values for one latitudinal circle describing the zonal structure in degree or LT hour. For example, at 6 UT and $180^\circ E$ the local time is 18 LT. To obtain the longitudinal structure for every LT hour the initial value is set $UT=LT$ which is equal to the observation at diurnal migrating conditions.

The result of this procedure for one example depicts the left panel in Figure 3, where all 24 zonal maxima are brought in phase. The longitudinal variability during one day is clearly visible on the course of the two wrapped curves. The lower solid line is assumed as the prevailing TEC for one day on every zonal grid point, because the external impact seems to be weaker.

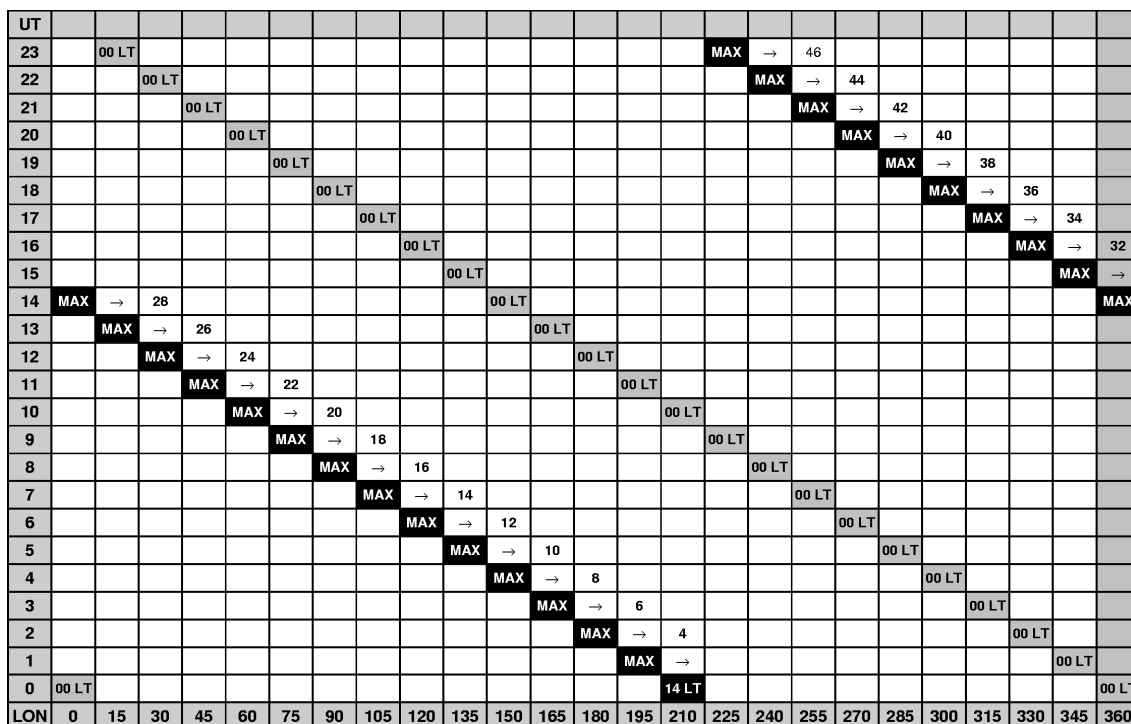


Figure 2: Scheme, how daily prevailing TEC (PTEC) values are generated. The universal time (UT) is shifted according to the contrast with local time (LT), which corresponds to the longitudinal (zonal) grid.

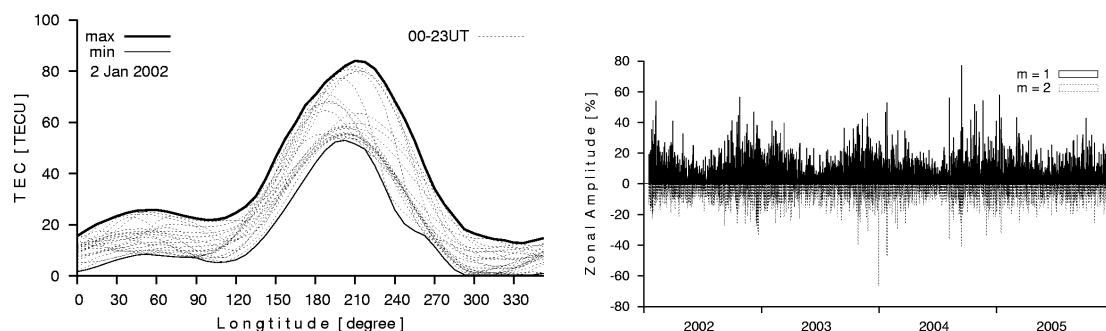


Figure 3: The lower wrapped thick solid line (left panel) represents the daily prevailing TEC (PTEC) values along one latitudinal circle for the 2 January 2002 at 52.5°N. The hourly zonal distributions of TEC were shifted, so that all maxima lie in phase. The right panel gives the timeseries for the first three zonal wavenumber amplitudes of the differential PTEC values starting 2002 to 2005.

The mathematical formulation for such a phase shift is declared in Equation 2. TEC is dependent on the zonal coordinate λ ($n\lambda = 48 [360^\circ]$) with a temporal resolution of one hour ($nh=24$). This means an angular speed of $n\lambda/nh = \tau = 15^\circ/h$:

$$TEC(\lambda, h) \rightarrow PTEC(\lambda) = TEC_{min}(\lambda - h \cdot \tau, h), \quad (2)$$

using periodic lateral boundary conditions.

The dependency on the solar circle is eliminated by introducing a differential prevailing TEC (DPTEC) value, which is obtained from the relative deviation of a 30 days running median value at the center of this window and for every grid point (Eq. 3). The median is suitable for averaging, because the propability of a randomly selected number above and below this value is equal:

$$\text{DPTEC}(\lambda, d) = \frac{\text{PTEC}(\lambda, d) - \text{Median}(\lambda, d)}{\text{Median}(\lambda, d)} \cdot 100\%. \quad (3)$$

The right panel in Figure 3 shows the resulting first two zonal wavenumber amplitudes at mid-latitude (52.5°N) for DPTEC of the years 2002 to 2005. The solar circle effect seems to be suppressed and an almost continuous annual circle is obtained.

2.3 External Influences

As shown, the seasonal variability in the total electron content (TEC) is more visible during the solar maximum near 2002, see Figure 2. Near the solar minimum (2005) the annual circle is much weaker. Nonetheless, the total number of free electrons is greater in winter than in summer. This seasonal anomaly is first measured in the ionospheric absorption by Appleton (1937) and occurs due to meridional transport processes of neutral gas (NO) from the summer to the winter hemisphere.

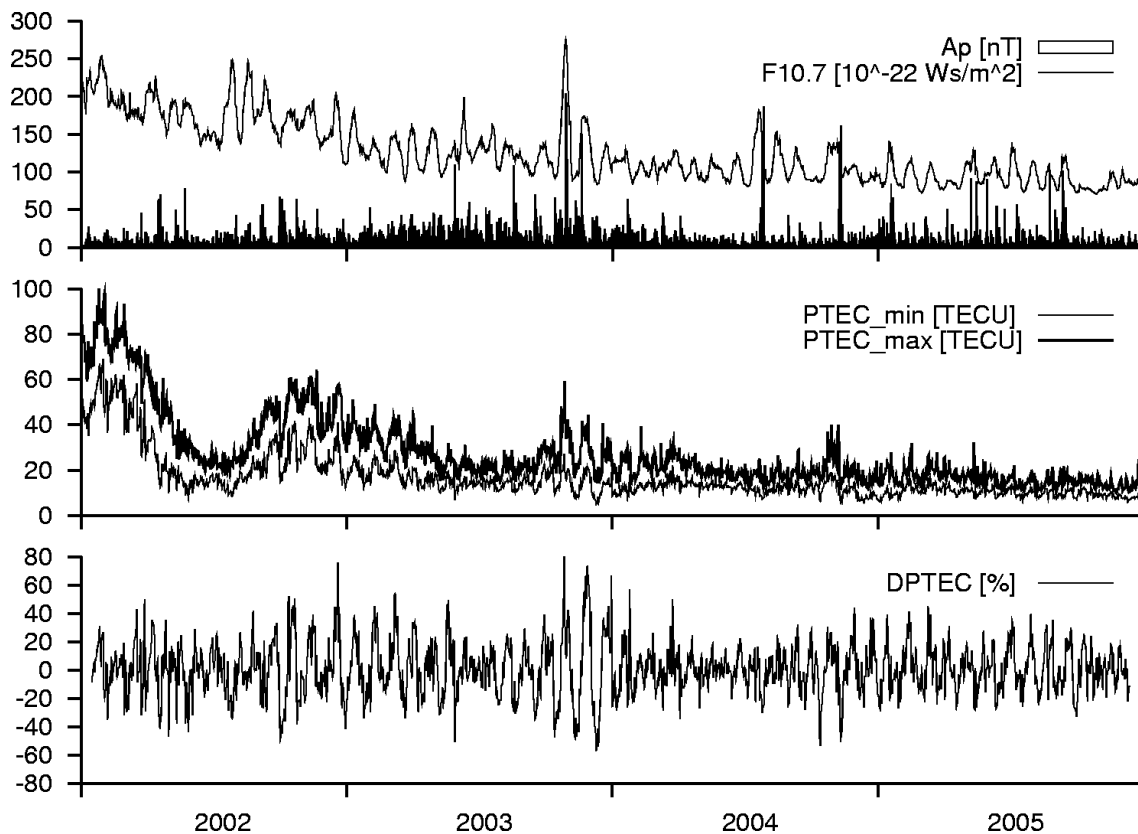


Figure 4: The time series of ionospheric PTEC (middle panel) and DPTEC (lower panel) over $52^\circ\text{N}, 15^\circ\text{E}$ as well as the solar radio flux (F10.7) and geomagnetic activity index (Ap), see (upper panel), show the forcing of short and long periodic variabilities from above.

From the US National Geophysical Data Center (NGDC) observed solar variability and its influence on the earth's magnetic field are shown in the time series for the considered time interval of the solar flux and the ap-index in figure 4. The solar flux intensity (F10.7) decreases from 2002 to 2005 and is visibly modulated by the 27-days rotational period of the sun. This influences the winter maximum in TEC. On the other hand, the geomagnetic disturbances are primarily solar forced. Both correspond temporally but differ in absolute values. Several ionospheric storm events are observed, especially at the end of 2003 and two in the second half of 2004. The effect of these major external disturbances

becomes visible in the response of the ionospheric TEC. The lower panel in Figure 4 shows the temporal behaviour of DPTEC. The solar circle effect seems to be eliminated and the annual variability strengthened, as it is known from stratospheric wave activities.

3. Middle and Upper Atmospheric Data Base

The data sources for middle and upper atmospheric investigations can be divided into global gridded data taken from a background assimilation model (e.g. UKMO) and hemispheric TEC maps, as well as local wind measurements from LF radar at Collm observatory (51.3°N, 13.0°E) and foF2 observations from ionosonde at Juliusruh (54.6°N, 13.4°E) over one grid point.

For global ionospheric monitoring a system of polar distributed GPS receivers are the basis of the northern hemispheric TEC map. The zonal wind parameter represents the meteorological state of the neutral atmosphere up to the mesopause.

The global operational analysis of meteorological parameters combines observations and the simulation of the atmospheric dynamics. A global time-dependent image of the state of the atmosphere is generated covering both areas which are rich or rare in observations. The assimilated data base strongly varies horizontally (dense above Europe and less dense above oceans) and decreases with height. At lower pressure levels the model output is more determined by the background physics than by observational data. This fact has to be considered in later interpretations. Global assimilated stratospheric fields (Swinbank and O'Neill, 1994) are regularly produced by Met Office and provided by the British Atmospheric Data Center (BADC) since 1990 for the meteorological parameters geopotential height, temperature and the wind components. The resolution in time and space amounts to one day and 2.5° x 2.5° horizontally. Vertically, the model atmosphere is divided into 25 pressure levels up to 0.1 hPa.

4. PW Separation Method from Global Gridded Fields

The analysis of PW in space-time was first investigated by Hayashi (1971). The derived cross-spectral method isolates stationary and travelling wave parts which are generated by different mechanism. The later developed phase-difference technique by Pogoreltsev et al. (2002) uses the observations of longitudinal change of phase for separation. Those method is applied in this present study and is explained in the following two subsections.

4.1 The zonal harmonic decomposition using SVD

The transformation of the spatial variation into the spectral (wavenumber) domain can be calculated by solving the following set of equation (Eq.4). It is supposed that a vector λ_i can be expressed by spectral coefficients s_j of sine basis functions A_{ij} :

$$\lambda_i = s_j \cdot A_{ij} = s_j \cdot \sin \left\{ \frac{j \cdot 2\pi}{ni} \cdot i \right\}. \quad (4)$$

To receive the vector elements of s_j the matrix A_{ij} has to be inverted. The singular value decomposition (SVD) is known as a powerful technique for solving sets of equation or matrix, based on the following theorem of the linear algebra (Eq.5):

$$\mathbf{A} = \mathbf{V} \cdot \mathbf{D} \cdot \mathbf{U}^T. \quad (5)$$

It means that the matrix \mathbf{A} can be written as the product of an orthogonal matrix \mathbf{V} ,

a diagonal matrix \mathbf{D} and the transpose of an orthogonal matrix \mathbf{U}^T . The orthogonal matrices \mathbf{V} and \mathbf{U} are symmetric containing the normalized eigenvectors of $\mathbf{A} \cdot \mathbf{A}^T$ and $\mathbf{A}^T \cdot \mathbf{A}$. The diagonal elements of \mathbf{D} are the nonzero eigenvalues of \mathbf{A} called singular values. The inverse matrix \mathbf{A}^{-1} can be obtained by calculating the reciprocals of the diagonal elements of the matrix \mathbf{D} .

If this procedure is repeated for the cosine basis functions, resulting in the coefficients c_j , the amplitude A_m and phase φ_m of the first three zonal harmonics ($m=1-3$) can be obtained.

4.2 Phase difference method

The time series resulting from the zonal harmonic decomposition of the spectral information along one latitudinal circle, two waves can be generated representing the behaviour of the field at longitudes 0°W and 90°W ($m=1$) and 0°W and 45°W ($m=2$), equal to the phase shift between the sine (imaginary) and cosine (real) function. An applied multiple regression analysis estimates the Fourier coefficients and the stationary part for both time series during a sliding time segment of 48 days. A component is regarded as stationary if its amplitude remains constant at one time interval. The coefficients A_{wc} , A_{ws} , A_{ec} , A_{es} in the set of Equation 6 for the east- and westward travelling waves are calculated using the mentioned phase-difference method (Pogoreltsev et al., 2002) from the Fourier amplitudes A_r , A_i and phases φ_r , φ_i of the cosine (r) and sine (i) wave:

$$\begin{aligned} A_{wc} &= +0.5[A_r \cos\{\varphi_r\} + A_i \cos\{\frac{\pi}{2} - \varphi_i\}] \\ A_{ws} &= +0.5[A_r \cos\{\frac{\pi}{2} - \varphi_r\} - A_i \cos\{\varphi_i\}] \\ A_{ec} &= +0.5[A_r \cos\{\varphi_r\} - A_i \cos\{\frac{\pi}{2} - \varphi_i\}] \\ A_{es} &= -0.5[A_r \cos\{\frac{\pi}{2} - \varphi_r\} + A_i \cos\{\varphi_i\}] \end{aligned} \quad (6)$$

To filter waves, the spectral information of periods between 3 and 20 days are combined and transformed back into the time domain. For this resulting time series a wavelet amplitude spectrum is calculated for each separated mode.

5. Results

The comparison study of PW type oscillations in the stratosphere-mesosphere-ionosphere system is performed at a mid-latitude region (52.5°N) during 2002 to 2005. For a local measurement validation around (15.0°E) the ionospheric parameters foF2 and TEC are compared with respect to their tidal waves and short-periodic waves of quasi 2- and 6-days by calculating a 30d-running spectrum shifted by one day. The external influence on such oscillations is considered in this context.

The separation of PWTO from global stratospheric and ionospheric fields is applied for comparing wave signatures. The strong solar circle dependency of TEC was eliminated by introducing a relative TEC (DPTEC) value. The hourly TEC data base was reduced to daily prevailing TEC fields. This simplifies the analysis of PW and the comparison to stratospheric reanalysis data.

Simultaneous observation of several PW types in the stratosphere and ionosphere is distinguished from zonal wavenumber ($m=1,2$), travelling/stationary parts and quasi period bands (3-7d, 7-12d, 12-20d, 3-20d). This technique allows to investigate the response to characteristic wave types of stratospheric origin in the ionosphere (e.g. quasi 6-day wave, m2w).

For validation of local wind measurements near mesopause region and for proving the

external impact on ionospheric oscillations using the ap-index, a wavelet spectrum is calculated for these both timeseries to compare the results from the global stratospheric and ionospheric space-time analysis.

5.1 External disturbances in local ionospheric parameters TEC and foF2

Local observations of the ionospheric F-region ($\sim 300\text{km}$) are regularly measured by ionosondes represented by the critical plasma frequency (foF2). Hourly measurements at Juliusruh and local TEC values taken from global gridded maps at 52.5°N and 15.0°E are windowed analysed, resulting in the time dependency of tidal amplitudes and signatures of PWTO shorter than 10-days.

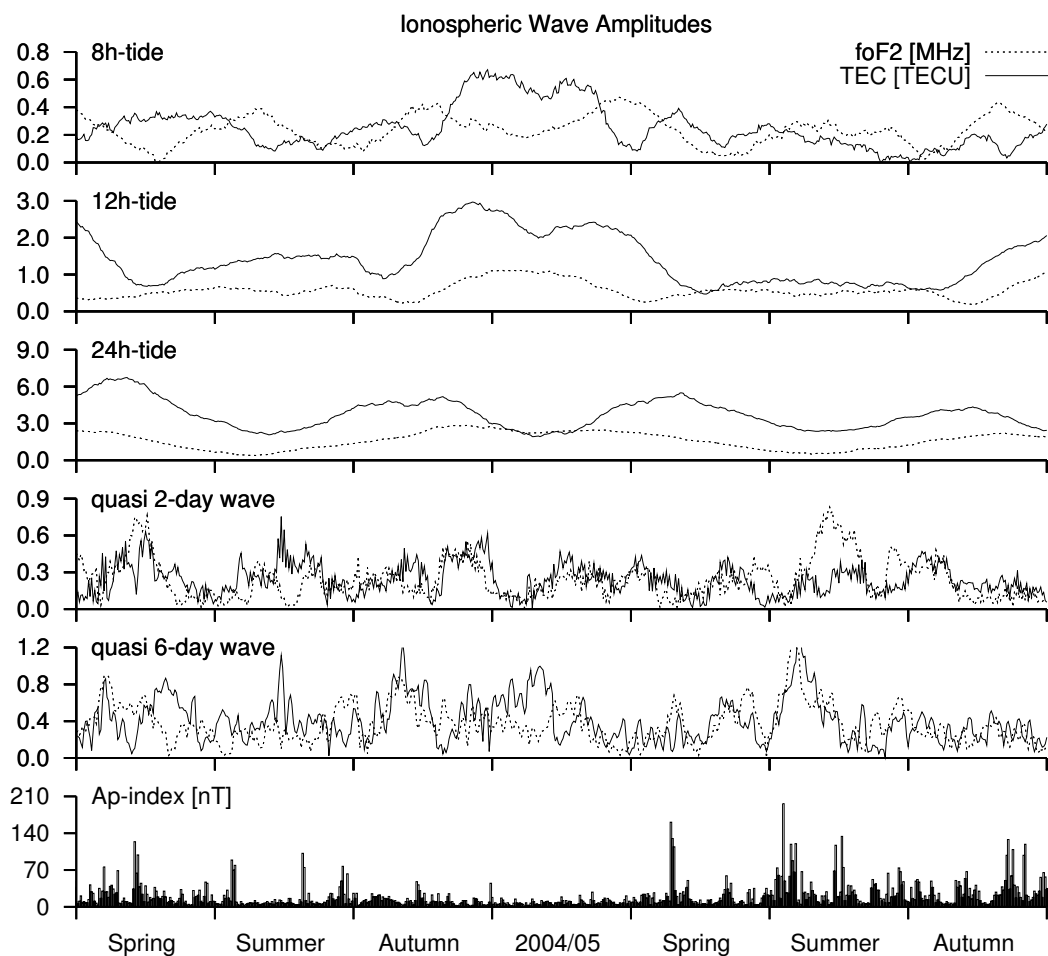


Figure 5: The temporal course for the tidal wave amplitudes (diurnal-, semidiurnal- and terdiurnal tides) as well as amplitudes for short-periodic PW of quasi 2- and 6-days are analysed for the ionospheric parameters TEC (solid lines) and foF2 (dotted lines) during the time interval around winter 2004/05.

The result of this comparison between different wave signatures and their response to ionospheric disturbances shows Figure 5. Some differences in wave activity can be observed between TEC and foF2. Tidal wave types in the F-region do maximize in winter. This is clearly visible in the semidiurnal and terdiurnal tide for both. But the diurnal oscillation in TEC indicates a local minimum during mid-winter, while the course in foF2 remains unchanged. This deviation could be the consequence of the integrated electron density over all ionospheric layers. Thereby, the behaviour of the E-region may affect the total electron content in spite of the maximum in the F-region. A correspondence to

stationary waves in the stratosphere seems to be obvious (see Figure 6 of the following subsection). The signature of the quasi 2-day oscillation fits here and there quite well. During summer 2005 the ionosphere is more disturbed through geomagnetic activities. Its effect is stronger in foF2 parameter than in TEC and can be observed in the spectral response of the ionosphere. A seasonal variability in occurrence of the quasi 2- or 6-day wave is not really visible in this data in comparison to the behaviour of PW in the mesopause region.

5.2 Correspondence of stationary wave type observations

Based on the global space-time analysis separating stationary wave parts SPW1 and SPW2 for the stratosphere and ionosphere (Fig. 5), a correspondance in the temporal behaviour of SPW2 during the years 2002 to 2005 is visible. The seasonal effect in analysed SPW1 of the ionosphere seems somewhat reduced probably through the differential PTEC introduction. The local minima every winter in SPW1 and SPW2 may be a consequence of stratospheric warming events, while a minimum in SPW1 corresponds to a maximum in SPW2. At the end of 2002 there is a strong peak in the stratospheric and ionospheric SPW2 signature.

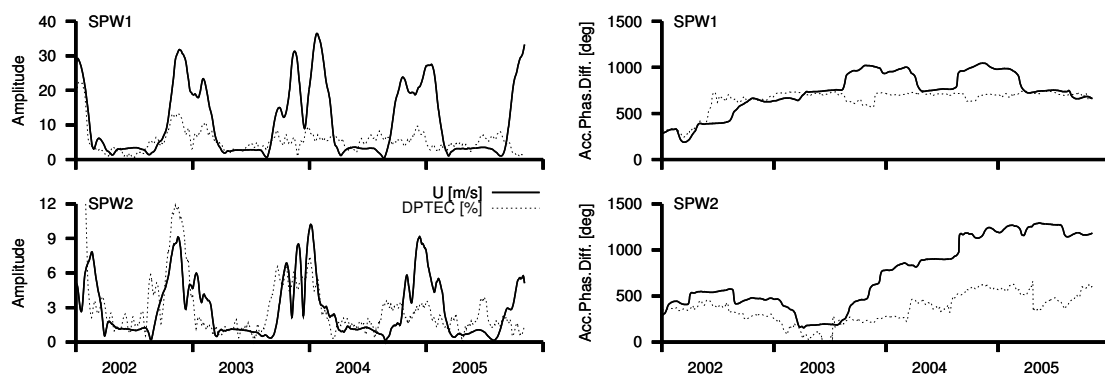


Figure 6: The amplitude (left panels) and accumulated phase difference (right panels) of the analysed stationary wave part SPW1 (upper panels) and SPW2 (lower panels) are shown for the zonal wind at 1hPa (solid line) as well as the ionospheric DPTEC (dotted line) starting on 2002 to 2005 at 52.5° N.

The accumulated phase difference on the right panels shows the phase propagation of the SPW with time. In case of the stratospheric SPW1, the phase remains almost constant during summer and winter. Such an oscillation is named vascillation. In transition, the phase is changing while a meridional circulation constitutes and changes the middle atmosphere conditions. The SPW play an essential role in such dynamic processes. In some cases the SPW may propagate in opposite direction, see the behaviour of SPW1 in 2004. The accumulated phase difference in the ionosphere shows only a slight temporal course. Nevertheless, there are some samples for SPW2, which corresponds quit well to the stratosphere, especially the phase course around 2003.

5.3 Signatures of westward travelling PW

The observation of simultaneous PW activities in the stratospheric zonal wind at 1hPa and its ionospheric response in differential PTEC is presented in Figure 7.

The waves are westward propagating with zonal mode $m=1$ (left panel) and $m=2$ (right

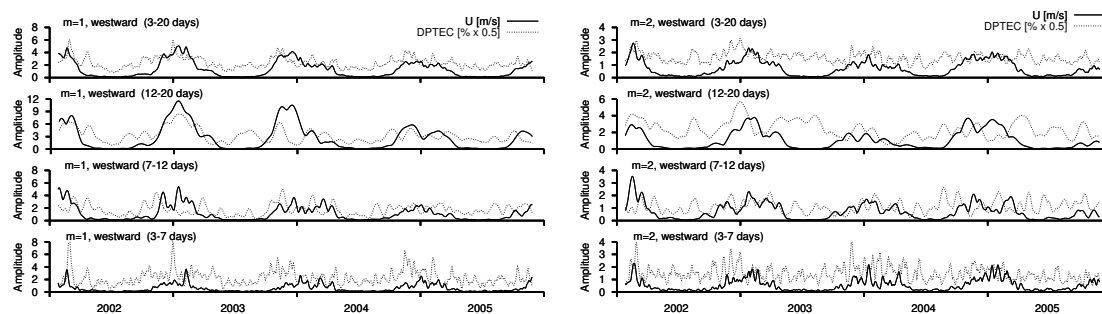


Figure 7: Signatures of PW in the stratosphere (zonal wind at 1hPa) and ionosphere (DPTEC) are compared for several period bands (3-7d, 7-12d, 12-20d, 3-20d), zonal modes $m=1$ (left panels) and $m=2$ (right panels) at mid-latitude for the time interval in 2002 to 2005.

panel) and the signatures are compared for several quasi-period bands. Short-periodic waves are more variable than longer ones. The seasonal variability of wave activities in the stratosphere and ionosphere fits well for longer periodic oscillations ($m=1$), but single maxima are shifted to one another. Short ionospheric waves occur nearly over the whole year, favoured during spring and autumn transition. Their seasonal circle is weak. The comparison of waves with zonal wavenumber 2 shows only a few simultaneous signatures for oscillations lower 12 days, predominately in winter (e.g. 2003/04).

A comparison with waves in MLT region, based on local LF radar measurements, for these bandpass filtered period intervals (without figure), shows a better agreement for periods lower 12-days than in comparison to the stratosphere. In the following subsection the wave analysis of MLT wind is involved for interpretation.

5.4 Signals of the quasi 6-day wave (m2w) observed in the Ionosphere

The last Figure 8 represents a time-period image for a selected time interval around winter 2004/05. Several parameters are analysed to obtain a whole picture of simultaneous wave activity in the middle and upper atmosphere.

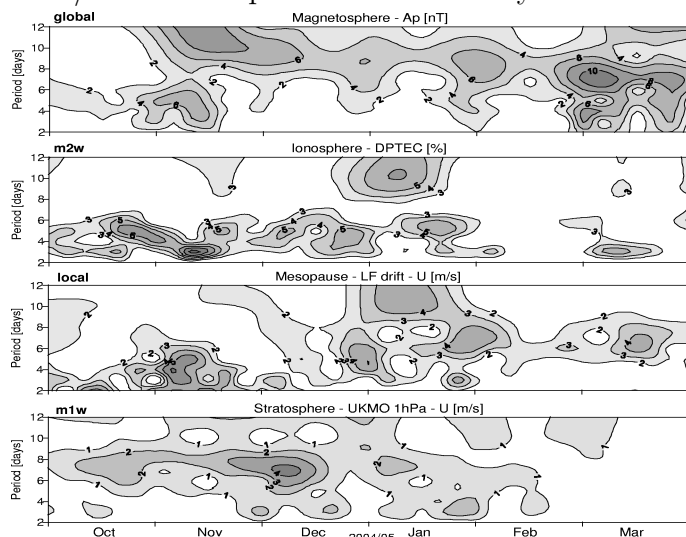


Figure 8: The wavelet spectra for westward travelling PW with zonal mode ($m=1$) in the stratosphere (lower panel) and for PWTO with zonal mode ($m=2$) in the ionosphere (second panel) are compared with signatures in local LF wind (third panel) and ap-index (upper panel) around winter 2004/05.

activity in the middle and upper atmosphere. Two quasi 7-day wave signatures with zonal wavenumber $m=1$ westward propagating ($m1w$) were detected in the stratospheric zonal wind at 1hPa in December 2004 and January 2005 (lower panel). The westward propagating waves with $m=2$ show no signatures of such period during this considered time interval. From local wind measurement near the mesopause region over Collm, an observation of two quasi 6-day wave maxima (third panel) with a time delay of about two weeks are visible. The vertical propagation of PW from stratosphere to the mesopause region can take several days, while a wave modification may occur by interaction with other wave types (e.g. GW).

The response of the analysed ionospheric fields for (m2w) represented through DPTEC (second panel) gives a good agreement to the quasi 6-day wave signature in MLT. A wave signature of quasi 10-days may also be found in both spectra. This could correspond with (m2e) in the stratosphere (not shown). The external impact (upper panel) of the period range shorter 10-days can be neglected.

6. Conclusions and Outlook

The investigation of vertical coupling processes in the stratosphere-ionosphere system through upward propagating PW is a current focus for understanding the upper atmosphere dynamics with regard to the interaction between ionospheric plasma and neutral wind.

Since 2002, the DLR Neustrelitz regularly produces hemispheric maps of the total electron content (TEC) derived from GPS measurements. Continuous monitoring of the ionospheric variability enables to analyse such data in space and time in comparison to meteorological fields taken from a global stratospheric reanalysis model (e.g. UKMO).

The results of the present study gives the following cognition with respect to the PWTO observed in the stratosphere and ionosphere. Due to the winter anomaly of the F-region, the long periodic wave in the ionosphere do maximize in winter and show a similar annual circle as it is known from the stratosphere. Nevertheless, local minima in winter occur in the diurnal tide of TEC and in the stationary part of the stratospheric and ionospheric fields, while the magnitude of the diurnal oscillation in foF2 show no such winter phenomenon. The external influence on ionospheric oscillations may affect the whole spectrum of PW. Especially the solar and geomagnetic impact on short-periodic waves in a range of 2- and 6-days is hardly estimated.

Through the introduction of a daily prevailing TEC (PTEC) and its relative deviation from a sliding 30-day median value, the tidal and solar circle dependency could be eliminated. Thereby, a strong seasonal variability is also seen during the solar minimum around 2005. The investigation of simultaneous occurrence of PWTO in the middle atmosphere and ionosphere for quasi periods of 5-,10-,16-days westward propagating and for the stationary part offers some correspondence between both. Predominantly longer-periodic waves, which are as far as possible consistent during winter, show some simultaneous activities for zonal mode (m=1), while the stationary part of the ionosphere seems somewhat noised. The analysed SPW2 for both shows a good agreement in the temporal behaviour of the amplitude and phase.

In contrast to that, the shorter-periodic oscillations are transient and difficult to interpret. In case of the PWTO of quasi 6-day, a comparison of wave activity is applied for local and global data sets. Two signatures of such a wave type with zonal mode (m=1) westward travelling were detected in the stratosphere around December 2004 and Januar 2005. These are somewhat shifted to the local observation near the mesopause. The response of the ionosphere to wave signatures of around 6-days shows simultaneous PWTO with zonal wavenumber (m=2), while the geomagnetic variability seems to have no influence on such oscillation. A connection between neutral atmospheric waves and oscillations observed in the ionospheric plasma is obvious.

The investigations of global TEC maps with respect to PW from below appears quite complex without a conception of vertical coupling mechanisms between the middle atmosphere and the ionospheric plasma. From the numeric modelling of the middle and upper atmosphere it is known that tidal waves can penetrate the thermosphere, while PW are blocked. The meteorological influence of the ionosphere can only be transferred indirectly

through tidal modulation or their interaction with gravity waves (GW). More efforts have to be made to achieve a global picture of PWTO in the ionospheric TEC and other upper atmospheric data sets (e.g. SABER) should be used for comparison. Also the analysis technique has to be carefully proved and a cross-spectral analysis can be applied to find the coherence between wave activity in the neutral atmosphere and the ionosphere.

Acknowledgements

The GNSS TEC data are provided by DLR Neustrelitz, the ionosonde data by IAP Kühlungsborn and the meteor radar/LF data by the University of Leipzig. The assimilated stratospheric data of UK Met Office are taken from the British Atmospheric Data Center (BADC) server. A special thanks goes to the colleagues of the CPW-TEC project A. I. Pogoreltsev (RSHU) and C. Borries (DLR) as well as to J. Zimmer for his careful correction reading.

The project is supported by DFG under grant JA 836/19-1.

References

- Altadill, D., Apostolov, E.M., Jacobi, C., Mitchell, N.J., 2003, Six-day westward propagating wave in the maximum electron density of the ionosphere, *Annales Geophysicae*, 21, 1577-1588.
- Appleton, E. V., 1937, Regularities and irregularities in the ionosphere, *Proc. R. Soc. London, A* 162, 451-479.
- Fedulina, I. N., Pogoreltsev, A. I., Vaughan, G., 2004, Seasonal, interannual and short-term variability of the planetary waves in MET Office stratospheric assimilated fields, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 2445-2458
- Forbes, J. M., Palo, S. E., Zhang, X., 2000, Variability of the ionosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 62, 685-693.
- Hayashi, Y., 1971, A method of analyzing transient waves by space-time cross spectra, *J. App. Meteor.*, 12, 404-408.
- Jakowski, N., Heise, S., Wehrenpfennig, A., Schlüter, S., Reimer, R., 2002, GPS/GLONASS-based TEC measurements as a contributor for space weather forecast, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 64, 729-735.
- Lastovicka, J., 2006, Forcing of the ionosphere by waves from below, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, 479-497.
- Pogoreltsev, A. I., Fedulina, I. N., Mitchell, N. J., 2002, Global free oscillations of the atmosphere and secondary planetary waves in the mesosphere and lower thermosphere region during August/September time conditions, *J. Geophys. Res. Lett.*, 107, 4799.
- Rishbeth, H., 2006: F-region links with the lower atmosphere?, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, 469-478.
- Salby, M. L., 1984: Survey of planetary-scale traveling waves: The state of theory and observations, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 22(2), 209-236.
- Swinbank, R., O'Neill, A., 1994, A stratosphere-troposphere data assimilation system, *Monthly Weath. Rev.*, 122, 686-702.

Ein Bewertungsverfahren für Schallimmissionen unter Einbeziehung des Atmosphärenzustandes

R. Viertel, M. Wilsdorf und A. Raabe

Zusammenfassung

Es wird ein Verfahren vorgestellt, welches im Rahmen einer Projektbearbeitung für die Bundeswehr entwickelt wurde und die Einbeziehung des meteorologischen Einflusses auf die Schallausbreitung in die Schallimmissionsprognose auf relativ einfache Weise ermöglicht. Zunächst wurden alle denkbaren meteorologischen Situationen (Unterscheidung nach Temperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung) klassifiziert. Für die verschiedenen Klassen wurden Verteilungen der Schalldruckpegeldämpfung mit dem Schallausbreitungsmodell SMART (Sound Propagation Model for the Atmosphere using Ray Tracing) berechnet. Die Ergebnisse wurden in einer Datenbank zusammengefasst. Die Analyse und Bewertung dieser Prognosen, sowie der Zugriff auf die Datenbank erfolgt über das Visualisierungstool MetaVIS (Meteorological attenuation visualization). Damit ist eine schnelle Schallimmissionsprognose für aktuelle Schallausbreitungssituationen möglich.

Im Rahmen dieses Verfahrens ist die Regionalisierung eines Gesamtgebietes in schallklimatologisch ähnliche Teilgebiete möglich. Eine solche Untersuchung erfolgte durch die Analyse von Schalldruckpegeldämpfungskarten für eine Vielzahl von Atmosphärenstrukturen. Im Ergebnis konnte eine Karte zur Neustrukturierung der Beratungsräume der Bundeswehr, unter Berücksichtigung meteorologischer Einflüsse auf die Schallausbreitung, erarbeitet werden.

Summary

A procedure is described, which has been developed within the framework of a project for the Bundeswehr. This method provides a relatively simple way to include meteorological influences on the sound propagation for forecasting sound immission. Therefore, at first, different meteorological situations (differentiation regarding temperature, wind speed, wind direction) have been classified. For the different classes the spatial distribution attenuation of sound level have been calculated using a model of sound propagation SMART (Sound propagation model of the atmosphere using ray-tracing). The results are stored in a database. The analysis and evaluation of this forecasts as well as the access to the database is realized using the visualization tool MetaVIS (Meteorological attenuation visualization). Therewith fast forecasts of sound immission for present meteorological situations are enabled.

Moreover, with this procedure a regionalization of an entire territory in areas with a similar sound climatology is possible. Such an estimation has been done by analysing maps of sound level attenuation for different atmospheric structures. As a result, a map for restructuring the consulting areas of the Bundeswehr, considering meteorological influences on the sound propagation, could be acquired.

1 Einleitung

Lärm zählt nach wie vor zu den größten Umweltbelastungen der heutigen Zeit. Schall wird als Lärm bezeichnet, wenn die Immissionen als störend oder belästigend empfunden werden. Ein wichtiges Gebiet im Umweltschutz besteht deshalb in der Überwachung und Prognose von Schallimmissionen, unter anderem auch auf Truppenübungsplätzen der Bw. Bisher verwendete Prognoseverfahren für die Schallausbreitung, beinhalten die Einflüsse der vertikal variierenden meteorologischen Größen (Temperatur, Windvektor) nur in stark vereinfachter Weise. Experimentelle Ergebnisse und numerische Berechnungen zeigen jedoch, dass es für gute Schallimmissionsprognosen wichtig ist, die Vertikalgradienten der Lufttemperatur, der Windgeschwindigkeit sowie der Windrichtung in die Schallausbreitungsberechnungen einzubeziehen (Delany und Bazley, 1970). Neben der geometrischen Abnahme des Schalldruckpegels und den Zusatzdämpfungen durch die vertikale Gradienten im Wind- und Temperaturfeld spielt ferner der frequenzabhängige Bodeneinfluss für die Schallausbreitung im Freien eine Rolle.

Das entwickelte Verfahren ist in zwei Ebenen unterteilt. Die erste Ebene beinhaltet zunächst eine grundsätzliche Klassifizierung möglicher meteorologischer Bedingungen. Danach werden für jede Klasse die Schalldruckpegeldämpfungsverteilungen für ein entsprechendes Untersuchungsgebiet berechnet. Durch die Verwendung des Schallstrahlenmodells SMART (Sound Propagation Model for the Atmosphere using Ray Tracing) ist es möglich, Inhomogenitäten im Wind- und Temperaturfeld einzubeziehen.

Um für derartige Untersuchungen statistisch gesicherte Aussagen über den Einfluss der Atmosphärenstruktur auf die Schallausbreitung vornehmen zu können, ist es nötig, Messungen über einen hinreichend langen und damit klimatologisch relevanten Zeitraum auszuwerten. Die Grundlage bilden die Messungen von Temperatur und Wind durch Radiosondenaufstiege an 13 Standorten. Diese Daten und die Analyse der darauf basierenden Schalldruckpegeldämpfungskarten dienen auch zur Einteilung des Staatsgebietes der Bundesrepublik Deutschland in schallklimatologisch ähnliche Gebiete (Regionalisierung). Die zweite Ebene des Verfahrens umfasst die Darstellungssoftware MetaVIS (Meteorological attenuation visualization). MetaVIS ist eine Oberfläche, über die ein Bearbeiter durch Vorgabe eines aktuellen vertikalen Wind- und Temperaturprofils, welches entweder aus Prognosemodellen oder aus Beobachtungsdaten entnommen wird, auf das entsprechende Schalldruckpegeldämpfungsfeld und den für die entsprechende Region typischen Bewertungskatalog in der Datenbank zugreift und diese zusammen mit weiteren Informationen visualisiert. Der Vorteil dieser Struktur besteht darin, dass die Oberfläche unabhängig von den physikalischen Berechnungsverfahren arbeitet. Bei Weiterentwicklung des Berechnungsverfahrens, die zu einzelnen Änderungen in den archivierten Schallfeldern führen kann, kann diese Änderung durch eine einfache Aktualisierung der Datenbank erfolgen (Wilsdorf et al., 2006b).

2 Schallstrahlenmodell SMART

Bei dem zweidimensionalen Schallstrahlenmodell **SMART** (Sound propagation Model of the Atmosphere using Ray-Tracing) kann ausgehend von einer Schallquelle, von der ein Schallstrahlenbündel ausgesandt wird, unter Verwendung des Refraktionsgesetzes, die zurückgelegte Schallstrecke verfolgt werden. SMART wendet dabei ein Refraktionsgesetz speziell für die Schallstrahlbrechung in einem bewegten Medium an, da sich die Richtungen der Schallwellennormalen und des Schallstrahls in einem solchen Medium unterscheiden (Ostashev et al., 2001; Ziemann et al., 2002).

Die Atmosphäre wird dabei als ein horizontal homogen geschichtetes Medium betrachtet. Durch die Verwendung von geringen Schichtdicken (wenige Zentimeter) ist es möglich, die für die Refraktion relevanten meteorologischen Größen (Temperatur und Windvektor) in den jeweiligen Schichten als konstant zu betrachten. Der Schallstrahl hat dadurch innerhalb einer Schicht einen geradlinigen Verlauf. Nur an den verschiedenen Grenzflächen der Schichten tritt eine Refraktion des Schallstrahls auf. Die Schallstrahlen, deren Verlauf vom Modell SMART simuliert wurden, werden anschließend zur Bestimmung der Schalldämpfungspegel verwendet (siehe Ziemann, 2002; Ziemann, 2003). Da Schallstrahlen mit unterschiedlichen Emissionswinkeln unterschiedlich auf die meteorologischen Effekte (Ziemann et al., 2001) und den Boden (Ziemann und Balogh, 2004) reagieren, müssen möglichst viele Schallstrahlenverläufe berechnet werden. Das Schallstrahlenmodell SMART rechnet mit 2009 Schallstrahlen, wobei die Winkelauflösung immer höher wird, je horizontaler die Schallausbreitung erfolgt.

Ein weiterer wichtiger Punkt bei der Schallausbreitung im Freien ist der Bodeneinfluss. Man unterscheidet in diesem Zusammenhang zwischen schallhartem und schallweichem Boden. An einem schallharten Boden wird demnach die gesamte auftreffende Schallenergie reflektiert, wohingegen an einem schallweichen Boden die Energie reflektiert und "absorbiert" wird (Balogh und Ziemann, 2005). Die in dieser Arbeit angewendete Version des Schallstrahlenmodells SMART rechnet mit einem schallharten Boden und führt damit zu einer maximalen Verstärkung der Schallintensität bei mehrfacher Bodenreflexion.

3 Klimatologie und Regionalisierung

3.1 Klassen und Klasseneinteilung

Um die Schallausbreitungsbedingungen für verschiedene meteorologische Gegebenheiten berechnen zu können, werden diese in verschiedene Klassen eingeteilt. Als Ergebnis von Sensitivitätsuntersuchungen wurde eine Klasseneinteilung für die Gradienten von Lufttemperatur (5 Klassen), Windgeschwindigkeit (13 Klassen) und Windrichtung (24 Klassen) vorgenommen. Eine weitere Unterteilung erfolgt anhand von Inversionsklassen, so dass letztendlich insgesamt 7 Temperaturklassen unterschieden werden (siehe Raabe et

al., 2000 und Ziemann et al., 2002). Bei einer geeigneten Kombination der Einzelprofile ergibt das eine Einteilung in 1551 verschiedene Profilklassen (Schallausbreitungsklassen) (Ziemann et al., 2002).

Untersuchungen haben gezeigt, dass das Auftreten der Schallausbreitungsklassen an den verschiedenen Orten keinesfalls gleich verteilt ist und dass neben den regionalen Unterschieden auch Abhängigkeiten bezüglich der Tageszeit (00 UTC oder 12 UTC) sowie der Jahreszeit, bestehen (Wilsdorf et al., 2006a).

In einer solchen statistischen Klassenanalyse besteht eine Möglichkeit, eine schallklimatologische Regionalisierung vorzunehmen. Als schallklimatologische Einheiten werden Gebiete bezeichnet, in denen für bestimmte Zeitabschnitte annähernd die gleichen Schallausbreitungsbedingungen herrschen. Eine umfangreiche Klassenstatistik auf der Basis dieser Überlegungen ist ein wesentlicher Bestandteil der Visualisierungssoftware MetaVIS (Wilsdorf et al., 2006a).

Eine weitere Möglichkeit einer schallklimatologischen Ähnlichkeitsuntersuchung, umfasst eine statistische Analyse von Schalldruckpegeldämpfungskarten, sowie eine direkte Untersuchung der berechneten Schalldruckpegeldämpfungen. Ähnlichkeit im Sinne einer solchen Untersuchung ist dann gegeben, wenn sich die Schalldruckpegelverteilungen zwischen verschiedenen Gebieten (Standorten) hinsichtlich ihres zeitlichen Auftretens nicht signifikant unterscheiden. Ein grundsätzliches Problem dabei ist, wie bei allen statistischen Untersuchungen, jedoch immer die Datenverfügbarkeit.

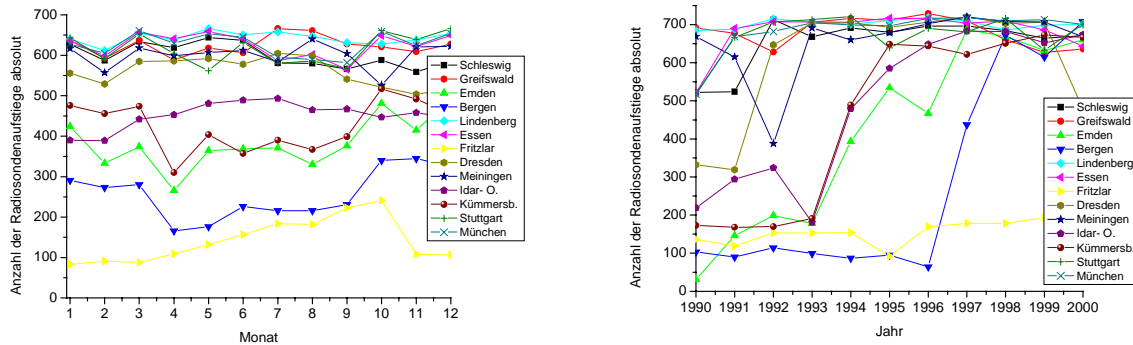
3.2 Datengrundlage und Datenverfügbarkeit

Grundlage der Berechnungen von SMART sind Daten aus Radiosondenaufstiegen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und der Bundeswehr (Bw) über einen klimatologisch relevanten Zeitraum von 11 Jahren (1990 bis 2000) an den obengenannten 13 Standorten Schleswig, Greifswald, Emden, Bergen, Lindenberg, Essen, Fritzlar, Dresden, Meiningen, Idar-Oberstein, Kümmersbruck, Stuttgart und München.

Die Radiosondendaten liefern für den Bereich Boden – Tropopause jeweils Werte auf den Standarddruckflächen (1000, 925, 900, 850 hPa ...), den Standardhöhen (500, 1000, 1500 m ...) und für weitere markante Punkte. Dabei erhält man für jedes Höhenniveau die meteorologischen Parameter: Temperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Diese Messungen sind nötig, da vor allem die Temperatur-, die Windgeschwindigkeitsprofile und damit auch die Windrichtungsprofile einen großen Einfluss auf die Schallausbreitung, speziell auf die Schallstrahlenrefraktion haben (Pierce, 1989).

Der gekoppelte Einfluss dieser vertikalen Gradienten wird durch ein einzelnes Profil nicht ausreichend beschrieben. Aus diesem Grund werden die Temperatur-, Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsprofile getrennt betrachtet (siehe Raabe et al., 1998).

Um dabei statistisch abgesicherte Daten zu verwenden, wurde zunächst für jeden der 13 Standorte der Umfang der zur Verfügung stehenden Daten geprüft. Eine erste Prüfung erfolgte durch eine einfache Summation aller, je Ort zur Verfügung stehenden Daten.



a

B

Abb.1: (a) Vergleich der Anzahl der Radiosondenaufstiege an allen Standorten in Abhängigkeit vom Monat für den Zeitraum 1990 bis 2000, (b) Vergleich der Anzahl der Radiosondenaufstiege an allen Standorten in Abhängigkeit vom Jahr (Zeitraum 1990 - 2000) (Wildorf et al., 2005).

Zur weiteren Überprüfung der Datenbasis wurde für die ausgewählten Standorte die Anzahl der Radiosondenaufstiege pro Monat miteinander verglichen (siehe Abbildung 1a). Dabei ist festgestellt worden, dass nur geringfügige Schwankungen zwischen den einzelnen Monaten existieren, und somit die Variationsbreite der Anzahl der Radiosondenaufstiege im Wesentlichen durch die Gesamtanzahl der verfügbaren Daten bestimmt wird.

Eine besonders kleine Datenmenge ist an der Station Fritzlar aufgezeichnet worden. Die Datenmenge dieser Station liegt im Vergleich zu dem Ort mit der größten Datenverfügbarkeit Lindenberg bei etwas mehr als 20%. Die Abbildung 1b veranschaulicht, dass die Datenverfügbarkeit innerhalb des ausgewählten Zeitraumes zum Teil sehr starken Schwankungen in den einzelnen Jahren unterworfen ist. So liegen an einigen Radiosondenstationen für die Jahre von 1990 bis 1993 (Fritzlar) bzw. in Bergen bis 1996 nur wenige Daten vor. Erst zum Ende des Untersuchungszeitraumes konnte an fast allen Stationen eine nahezu vollständige Beobachtung realisiert werden.

Des Weiteren hat eine Untersuchung hinsichtlich der Tageszeit ergeben, dass keine markanten Unterschiede, in der Beobachtungsdichte an den Stationen, zwischen Tag (12 UTC) und Nacht (00 UTC) zu verzeichnen sind.

3.3 Analyse der Schalldruckpegelverteilungen

Für alle zur Verfügung stehenden Daten wurden zunächst mit dem Schallstrahlenmodell SMART die Gesamtschalldruckpegeldämpfungen in einem Gebiet von 15 km Radius um den Emissionsort berechnet. Als Emissionsniveau wurde die Erdoberfläche gewählt. Das Immissionsniveau wurde in einer Höhe von 2 m über dem Boden festgelegt. Berechnet

wurde die Schalldruckpegeldämpfung bezogen auf einen Referenzschalldruckpegel im Abstand von einem Meter von der Schallquelle in Abhängigkeit von der Schallstrahlenrefraktion und der Bodenreflexion.

Die Verteilungen der Dämpfung des Schalldruckpegels wurden über den betrachteten Zeitraum für die einzelnen Monate, für die einzelnen Jahreszeiten und die gesamten Jahre arithmetisch gemittelt. Weiterhin ist eine Unterscheidung bei der Untersuchung der einzelnen Orte nach der Tageszeit in tagsüber (12 UTC), nachtsüber (00 UTC) sowie tags- und nachtsüber (Mittelwert aus tagsüber und nachtsüber) vorgenommen worden. Für die vergleichende Beurteilung der errechneten Schalldruckpegeldämpfungen wurde die Darstellung mit Hilfe eines Krigingverfahrens (Interpolationsverfahren mit Microcal Origin™) als Isolinien – Abbildung gewählt.

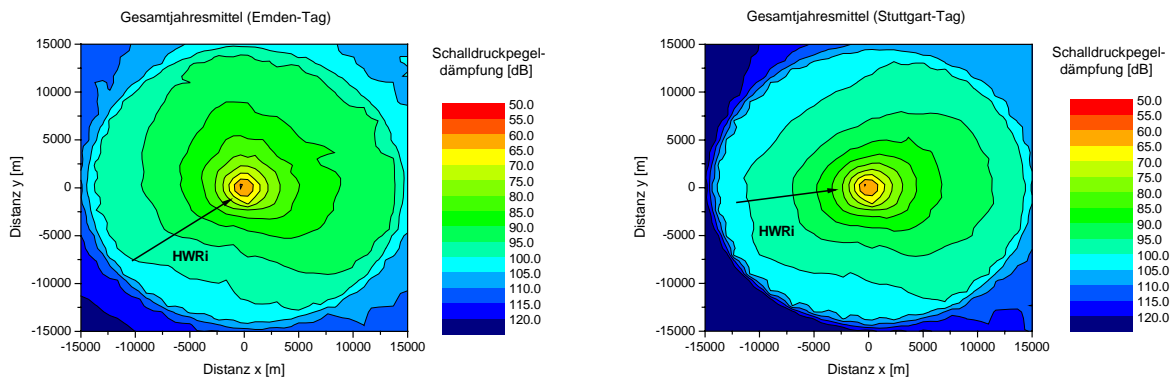


Abb.2: Vergleichende Darstellung der Gesamtschalldruckpegeldämpfungen im Gesamtjahresmittel für die Orte Emden (Hauptwindrichtung [HWRi] SW) und Stuttgart (Hauptwindrichtung [HWRi] W) im Zeitraum 1990-2000 (Schallquelle im Zentrum)(Wilsdorf et al., 2006b).

Exemplarisch ist in Abbildung 2 ein Vergleich der Schalldruckpegeldämpfungen (im Gesamtjahresmittel), der Orte Emden und Stuttgart, dargestellt.

Bei der Farbwahl für die Dämpfungskarten wurden rote und rötliche Farbtöne kleinen Schalldruckpegeldämpfungen zugeordnet. Mit zunehmender Dämpfung variiert der Farbton über grün zu blau (Wilsdorf et al., 2006b).

Derartige Schalldruckpegeldämpfungskarten lassen Aussagen über eine schallklimatologische Unterscheidung oder Ähnlichkeit von Ortschaften und Gebieten zu. Diese Karten ermöglichen aber auch Rückschlüsse auf den Einfluss meteorologischer Parameter auf die Schallausbreitung an einem Ort. Von einer Schallquelle ausgehende Schallstrahlen werden in Mitwindrichtung zum Erdboden hin und in Gegenwindrichtung vom Erdboden weg gebrochen (siehe z.B. Balogh et al., 2004). Demzufolge lassen sich aus diesen Karten Rückschlüsse auf die Hauptwindrichtung ziehen. Ein Vorherrschen von westlichen Windrichtungen ist üblich für Deutschland und spiegelt sich in den Dämpfungskarten wieder.

Sehr gut sind in Mitwindrichtung der Schallquelle Farbabstufungen zu erkennen, welche für eine geringere Dämpfung und damit für eine höhere Schallimmission stehen (siehe Abbildung 2, 3). In beiden Abbildungen ist aber auch ein deutlicher, regional bedingter, Unterschied zu erkennen.

Bei einem jahreszeitlichen Vergleich der Dämpfungskarten von einem Ort gelangt man zu der Erkenntnis, dass besonders im Frühling und Sommer höhere Dämpfungen des Schallpegels auftreten (siehe Abbildung 3, am Beispiel München).

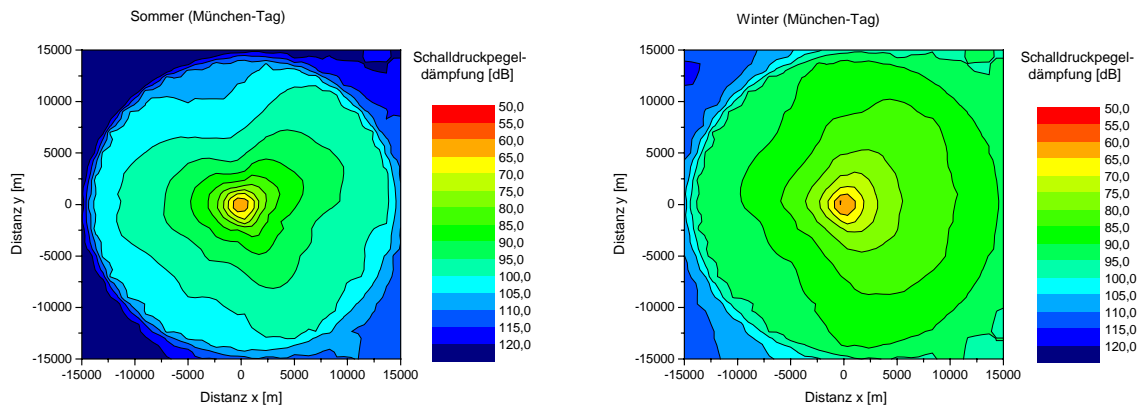


Abb.3: Vergleichende Darstellung der Gesamtschalldruckpegeldämpfungen im Sommer (Juni, Juli, August) und im Winter (Dezember, Januar, Februar) für den Ort München im Zeitraum 1990-2000 (Schallquelle im Zentrum) (Wilsdorf et al., 2006b).

Die Ursache dürfte in dem Einfluss des Temperaturgradienten liegen, da im Winter häufiger stabile Schichtungen in der bodennahen Atmosphäre auftreten. Bei stabiler Schichtung und geringem Windeinfluss werden die Schallstrahlen von der Atmosphäre in Richtung Erdoberfläche gebrochen. Das bedeutet eine geringere Dämpfung und damit eine größere Schallimmission (siehe z.B. Balogh et al., 2004).

Diese Ergebnisse finden sich ebenfalls in den Karten der meteorologisch bedingten Zusatzdämpfung wieder, welche für jeden verfügbaren Datensatz berechnet wurden, um den Einfluss der Atmosphäre zu verdeutlichen. Dies geschieht, indem man die Schalldruckpegeldämpfungen für eine Atmosphäre ohne Vertikalgradienten bestimmt und diese von den ermittelten Dämpfungen abzieht. Ebenfalls zu diesen Ergebnissen kommt man bei einer Untersuchung der jahreszeitliche Variation der Schalldruckpegeldämpfung (Differenz aus dem Mittel der Jahreszeit und dem Gesamtjahresmittel), sowie bei der monatliche Variation der Dämpfung (Differenz aus den Monatsmitteln und den Jahresmittel). Diese Darstellungen dienen damit zu einer feineren Herausarbeitung der regionalen und jahreszeitlichen Unterschiede bei der Schallausbreitung.

Ein anderer Weg zur schallklimatologischen Regionalisierung eines großen Gebietes, welches viele Messstationen mit unterschiedlichen Datenmengen beinhaltet, ist die direk-

te Untersuchung von berechneten Datenreihen der Schalldruckpegeldämpfungen. Die erarbeiteten Dämpfungskarten lassen sich dann als eine weitere Kontrolle verwenden. Bei allen Untersuchungen anhand berechneter Schalldruckpegeldämpfungen ist allerdings die unterschiedliche Datenverfügbarkeit zu berücksichtigen.

3.4 Regionalisierung anhand der Schalldruckpegeldämpfungen

Die Regionalisierung anhand der Schalldruckpegeldämpfungen erfolgt durch den Vergleich der Schalldruckpegeldämpfungen zweier Orte zu einem Zeitpunkt, jedoch werden etwaige Unterschiede oder Gemeinsamkeiten quantitativ ausgewertet.

Zunächst werden die Datenreihen, bestehend aus jeweils 2124 Werten zweier Orte paarweise subtrahiert. Die entstandene Differenz wird nun dahingehend untersucht, ob sie innerhalb (kleiner) oder außerhalb (größer) eines bestimmten Grenzwertes liegt. Dieser Grenzwert liegt im allgemeinen bei 3 dB. In der Literatur (z.B. ISO 9613-2, 1999) wird dieser Wert als geschätzte Pegelgenauigkeit für eine Schallausbreitungssituation mit einer mittleren Höhe von Sender und Empfänger zwischen 0 m und 5 m sowie einem Sender-Empfänger-Abstand von 100 m bis 1000 m angegeben. Unsere Berechnungen gelten für wesentlich größere Entfernungen, so dass ein Wert von ± 3 dB die Untergrenze darstellt. Danach erfolgt eine prozentuale Auswertung der Häufigkeit der Grenzwertüberschreitung. Sollte diese Auswertung ergeben, dass 75 % der Werte innerhalb der Grenze liegen, gelten die beiden untersuchten Orte als schallklimatologisch ähnlich. An dieser Stelle ist die unterschiedliche Datenverfügbarkeit der Messstationen zu berücksichtigen.

Unterschiedlich große Datenmengen werden über eine Korrektur des oben erwähnten 3dB-Grenzwertes wie folgt mit einbezogen. Man bestimmt zunächst das rechnerisch mögliche Optimum der Datenmenge. Das Optimum ergibt sich aus 365 Tagen mal 11 Jahre zu einem Wert von 4015 möglichen Messungen je Tageszeit. Weiterhin wurde festgestellt, wie viele Messungen pro Station durchgeführt worden sind. Damit erhält man eine Prozentverhältnis zum Optimum im entsprechend relevanten Zeitraum. Diese Art der prozentualen Überprüfung der Datenverfügbarkeit erfolgt für jeden Ort. Anschließend wird für jede Station deren spezieller Grenzwert bestimmt, indem die jeweiligen Prozente auf eins normiert und mit dem allgemeinen Grenzwert von 3 dB multipliziert werden. Abschließend werden die Grenzwerte für den Vergleich der Orte untereinander festgelegt. Dies geschieht durch einfache Mittelung des Grenzwertes von Ort A mit dem von Ort B. Dieser Vergleichsgrenzwert wird schließlich bei der Ähnlichkeitsbestimmung genutzt. Eine derartige Grenzwertkorrektur wurde in analoger Weise für die Messperioden Nacht (00 UTC) sowie Tag und Nacht (12 UTC + 00 UTC) durchgeführt. Es sei an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen, dass die hier berechneten Grenzwerte, vor allem in ihrer Genauigkeit, keinesfalls absolute Dämpfungsunterschiede zwischen den Orten darstellen, sondern einen rein vergleichenden Charakter haben.

Aus der gesamten Ähnlichkeitsuntersuchung der Schalldruckpegeldämpfungen resultiert eine Regionalisierung des Staatsgebietes der Bundesrepublik Deutschland (siehe Abbildungen 4) in schallklimatologisch ähnliche Gebiete (Wilsdorf et al., 2006b).

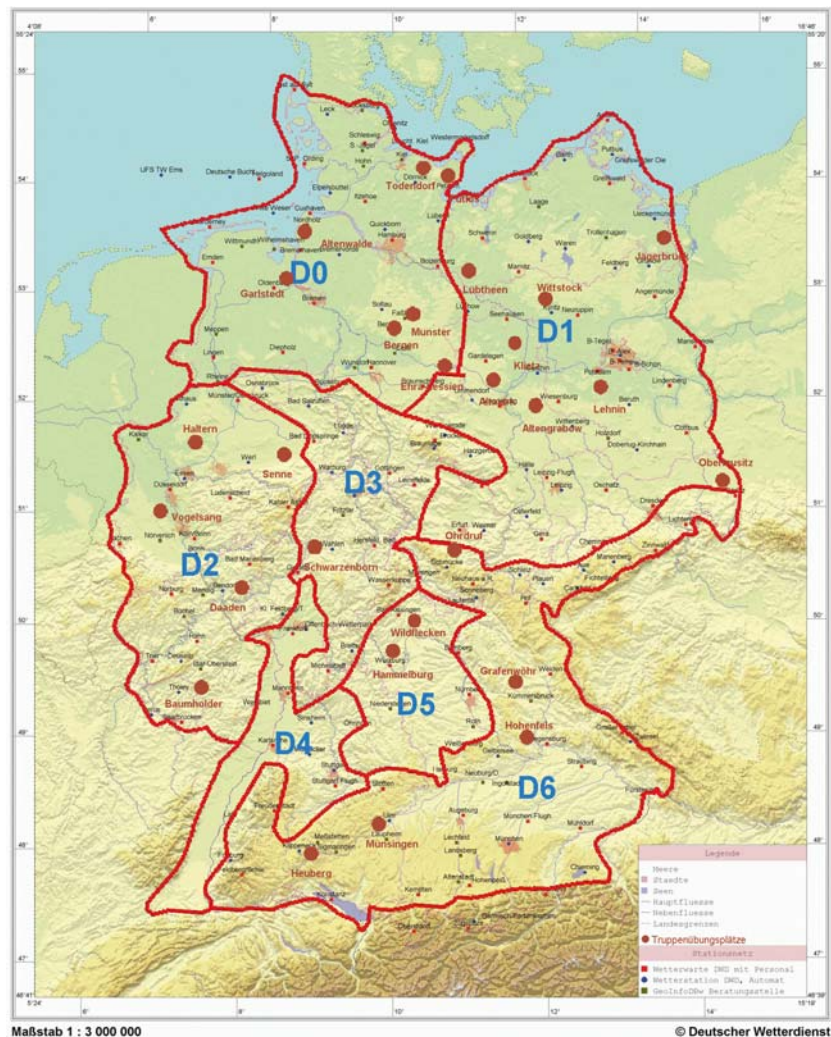


Abb.4: Darstellung der Regionalisierungskarte für „Tag und Nacht“ bei einer Ähnlichkeitsbedingung von 75 % (Wilsdorf et al., 2006b).

Hierbei muss darauf hingewiesen werden, dass für eine völlig neue und eigenständige Einteilung keinesfalls genug Messstationen zur Verfügung standen, so dass eine Anpassung an die Einteilung des Territoriums der Bundesrepublik Deutschland in Meteorologische Beratungsräume entsprechend des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr (Karte SK-20-K/MBR) erfolgte.

Ein Ziel dieser Regionalisierung war die Verringerung der bestehenden Beratungsräume. Dies wird möglich, indem man bei festem Grenzwert die Ähnlichkeitsbedingung möglichst niedrig setzt. Bei einer Ähnlichkeitsbedingung von 50 % verringert sich die Anzahl der Beratungsräume von ehemals zehn deutlich. So ergibt sich für die Nacht eine Einteil-

lung in nur drei Gebiete. Für den Tag werden sieben Beratungsräume ermittelt. Dieser Umstand macht aber auch deutlich, dass zwischen Tag und Nacht starke Unterschiede in der Gebietseinteilung bestehen. Dieser Umstand ist eindeutig die Folge der voneinander abweichenden atmosphärischen Bedingungen (Temperatur- und Windprofil), welche zu den Messzeitzeiten 12 UTC und 00 UTC bestehen. Des weiteren ist die Einteilung bei einer Ähnlichkeitsbedingung von 50 % keineswegs zwingend, da es möglich bleibt, die verschiedenen Radiosondenstationen mehreren Beratungsräumen zuzuordnen.

Um eine fundierte Aussage zur Gebietseinteilung machen zu können, ist es daher notwendig die Ähnlichkeitsbedingung heraufzusetzen. Damit erreicht man auf der einen Seite eine eindeutigere Feststellung, welche Station in welches Gebiet gehört und damit eine Abgrenzung der Gebiete. Auf der anderen Seite erhöht sich bei einer Ähnlichkeitsbedingung von 75 % die Anzahl der Beratungsräume auf sechs in der Nacht und neun am Tag. Unter praktischen Gesichtspunkten, sowie aus Gründen der Übersichtlichkeit und einfacheren Handhabung ist schließlich eine Karte (s. Abbildung 4) für die Einteilung der Bundesrepublik Deutschland in schallklimatologisch ähnliche Gebiete entstanden, welche das endgültige Ergebnis darstellt. Diese Karte beinhaltet den gesamten Zeitraum "Tag und Nacht", und ergibt sich als ein Mittel aus der Auswertung "Tag" und "Nacht". Diese Karte stellt damit einen Kompromiss dar, da die gesamten Untersuchungen gezeigt haben, dass zwischen Tag und Nacht zum Teil erhebliche Unterschiede bestehen. Im Ergebnis ist sie jedoch unabhängig von der Tageszeit einsetzbar und die ursprünglichen zehn Beratungsräume sind auf sieben reduziert worden (Wilsdorf et al., 2006b).

4 Darstellungssoftware MetaVIS

MetaVIS – **M**eteorological **a**ttenuation **V**ISualization – ist eine plattformunabhängige, übersichtliche und intuitiv bedienbare Darstellungssoftware, die die rasche Bewertung einer aktuellen Schallausbreitungssituation ermöglicht. MetaVIS wurde in der sogenannten Expertenversion (s. Abbildung 5a) und einer Feldversion (s. Abbildung 5b), deren Funktionsumfang eingeschränkt wurde, programmiert. Der wesentliche Unterschied besteht, im auf die Bedürfnisse des Beratungsdienstes, reduzierten Funktionsumfang der Feldversion. Beispielsweise werden verschiedene statistische Zusatzinformationen und die meteorologischen Vertikalprofile nicht dargestellt und die Wiedergabe der Schalldämpfung wurde auf die maximale Auflösung fest eingestellt. Als Basis für MetaVIS dient eine Datenbank mit synthetischen und realen Vertikalprofilen von Wind und Temperatur und den daraus mit SMART errechneten Schalldruckpegeldämpfungen.

Nach der Vorgabe eines aktuellen Vertikalprofils von Temperatur und Wind gleicht MetaVIS dieses mit der Datenbank ab und stellt das entsprechende Feld der Schalldruckpegeldämpfung dar. Die implementierte Bewertung der Schallausbreitungssituation erfolgt einerseits über die statistische Beurteilung der Wettersituation an einem Ort, in Form der

Häufigkeit des Auftretens dieser Profilkategorie und andererseits über die Kennzeichnung kritischer Gebiete mit verstärkter Schallimmission (siehe Ziemann et al., 2004).

Damit ist es möglich, ohne die Schallausbreitung erneut zeitaufwändig zu berechnen, eine Bewertung der aktuellen Schallausbreitungssituation vorzunehmen. Aus diesem Grund eignet sich MetaVIS hervorragend zur Anwendung als Routineverfahren für akustische Messungen. Für detailliertere Informationen sei auf Wilsdorf et al., 2006b verwiesen.

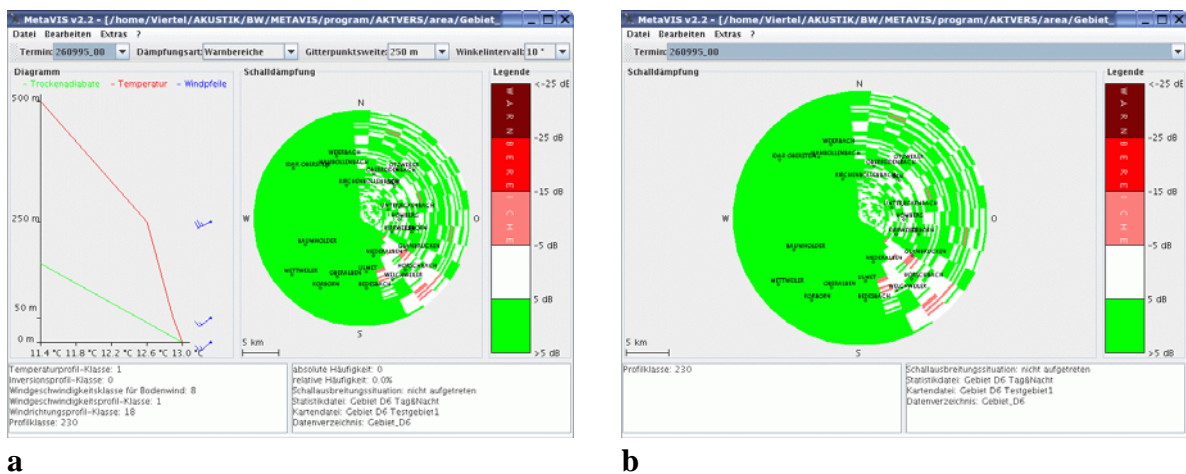


Abb.5: Beispielhafte Ansicht von MetaVIS in der Expertenversion (a) und in der Feldversion (b) (Wilsdorf et al., 2006b).

5 Validierung der Modellergebnisse

Für die Validierung der mit SMART errechneten Dämpfungspegel standen C-bewertete Schallpegel verschiedener Messungen auf dem Truppenübungsplatz Oberlausitz der Bundeswehr (Bw) zu Verfügung. Die Messungen wurden von einem Messtrupp der Bw im Zeitraum 03.08.1999 – 10.08.1999 durchgeführt und beinhalten Emissionssituationen mit verschiedenen Emittenten, Emissionsorten und Messreihenlängen. Im diesem Zeitraum wurden zwischen 05:00 UTC und 15:00 UTC zu jeder vollen Stunde Radiosonden zur Bestimmung der wesentlichen meteorologischen Größen gestartet. Die Messwerte liegen ebenfalls vor und dienen als Anfangswerte für die Berechnungen mit dem Schallstrahlmodell SMART.

5.1 Auswahl der Emissionssituationen und Mittelung

Für den Zeitraum der Messungen wurden 37 Emissionssituationen spezifiziert, für die bestimmte Konstellationen von bis zu sieben Messpunkten, Emissionsorten und Emittenten charakteristisch sind. Von diesen Emissionssituationen wurden diejenigen mit definiertem Emissionsort und mindestens drei Messpunkten mit verwertbaren Werten ausgewählt.

Letztendlich blieben 18 Emissionssituationen, die sich unter diesen Voraussetzungen für eine vergleichende Begutachtung der Modellwerte eigneten.

$$L_m = 10 \lg \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n 10^{\frac{L_i}{10 \text{ dB}}} \right] \text{ dB} \quad (1)$$

Zu den verschiedenen Emissionssituationen wurden jeweils zwei Messserien an unterschiedlichen Tagen durchgeführt. Die einzelnen Messwerte (Schallpegel) der Messserien der jeweiligen Messpunkte wurden dem Messprotokoll entnommen und unter Verwendung von Gleichung (1) gemittelt. Den Messserien der Emissionssituationen wurden die zeitlich am nächsten erfolgten Radiosondenaufstiege zugeordnet.

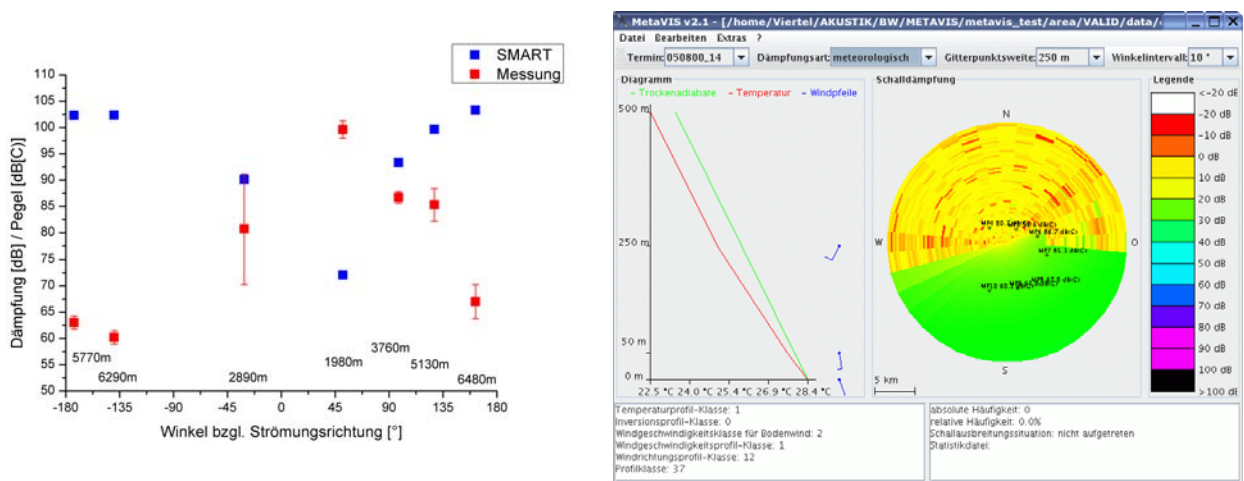
5.2 Vergleich der Messwerte mit den Modellwerten

Nach der Berechnung der Schallpegeldämpfungen mit SMART wurden anhand der Koordinatenabstände der Emissionsorte und der zugehörigen Messpunkte der jeweiligen Emissionssituation diejenigen Berechnungspunkte aus dem Dämpfungsfeld ausgewählt, die für die Messpunkte repräsentativ sind. Um die geringe Anzahl von Vergleichspunkten nicht noch weiter nennenswert zu dezimieren, mussten die Grenzen des akzeptierten Bereichs der horizontalen Koordinaten auf maximal ± 500 m festgelegt werden.

Daraus resultieren Wertepaare, deren Vergleichbarkeit erheblich erschwert ist. Einerseits können bewertete Gesamtschallpegel und Schalldämpfungen nicht quantitativ verglichen werden. Es ist nicht möglich, nachträglich auf einen unbewerteten Gesamtschallpegel zu schließen. Zudem stehen die Quellpegel nicht zur Verfügung. Andererseits wurden viele Messserien nicht im unmittelbaren Zeitraum der Radiosondenaufstiege aufgenommen. Durch den maximalen zeitlichen Abstand von 30 Minuten können in der atmosphärischen Grenzschicht wesentlich geänderte meteorologische Bedingungen auftreten. Weiterhin stellt sich die Frage, ob die Repräsentativität der Radiosondenaufstiege für alle Punkte der Messkonfigurationen gewährleistet ist.

Da die Validierung der Modellergebnisse nur qualitativ erfolgen kann, wurde eine graphische Auswertung gewählt. Zur Einbeziehung der Richtungsabhängigkeit der Schallausbreitung wurden für die jeweiligen Emissionssituationen und Messserien die Winkel der Messpunkte bezüglich des Emissionsortes und der Windrichtung am Boden berechnet. Ein Winkel von 0° bedeutet, dass der Messpunkt stromab des Emissionsortes liegt. Winkel von 90° und 180° bezeichnen Richtungen seitlich bzw. stromauf. Ebenso wurden die Entfernungen zwischen den Messpunkten und den Emissionsorten bestimmt. Die Darstellung der Schalldämpfung und Schalldruckpegel erfolgt in Abhängigkeit der errechneten Winkel. Zur besseren Beurteilung der Beträge der Einzelwerte wurden die Entfernungen zwischen den Messpunkten und den Emissionsorten in die Darstellung einbezogen.

In den Diagrammen sind die Datenpunkte der Messungen mit den aufgetretenen Spannweiten in Form von Fehlerbalken versehen. Aufgrund der Art der Validierung kann keine Aussage darüber getroffen, inwieweit die modellierten Werte im Bereich der Messungen liegen. Eine Aussage über die Genauigkeit der Modellergebnisse ist kaum möglich, da im Modell verschiedene Vereinfachungen und Annahmen zur Anwendung gelangen, deren Einfluss auf das Ergebnis separat betrachtet und deren Wirkung auf andere Vereinfachungen und Annahmen analysiert werden müsste. Beispielweise ist eine Betrachtung jeder einzelnen Gitterzelle nötig, da die Anzahl der dort ankommenden Schallstrahlen unterschiedlich ist. Weiterhin wird derzeit von SMART die Oberfläche des Bodens als homogen betrachtet. Neben der detaillierten Beschreibung der Oberfläche des Gebietes ist eine Analyse der Abweichung von Dämpfung und Reflexion der Schallstrahlen vom realen Verhalten nötig. Turbulenz spielt bei der Schallausbreitung eine nicht zu vernachlässigenden Rolle; wird aber derzeit in SMART nicht berücksichtigt (Wilsdorf et al., 2006b).



a

b

Abb.6: (a:) Beispielhafte Gegenüberstellung von Dämpfungs- und Schallpegel in Abhängigkeit der Richtung der Messpunkte (Winkel zur Windrichtung in 10 m, 0° - stromab, 180° - stromauf), Entfernung der Messpunkte zum Emissionsort, Messserie 05.08.1999 14:15-14:24 UTC, Radiosonde 14:00 UTC, Bodenwind 160° 4 kt, Daten: SMART, Bw; (b:) Darstellung des von SMART berechneten meteorologischen Dämpfungsfeldes dieser Emissionssituation in MetaVIS.

In Abbildung 6a sind beispielgebend die berechneten Dämpfungspegel und die gemessenen Schallpegel einer Emissionssituation dargestellt. Die Messserie erfolgte am 05.08.1999 in der Zeit von 14:15-14:24 UTC. Als Eingangsdaten für SMART wurden die Werte des Radiosondenaufstiegs von 14:00 UTC verwendet. Das Beispiel wurde infolge nur wenig veränderter meteorologischer Bedingungen in der atmosphärischen Grenzschicht (Wind 10 m: 160°, 4 kt; Wind 450 m: 205°, 10 kt; vertikaler Temperaturgradient ca. -1,1°C/100m) zwischen 14:00 und 15:00 UTC gewählt.

Als prinzipielle qualitative Aussage einer derartigen Form der vergleichenden Betrachtung gilt, dass einer hohen Schalldämpfung ein niedriger Schallpegel und umgekehrt gegenübersteht. Das bedeutet, dass sich bei abnehmendem Schallpegel die Dämpfung erhöhen muss. Bei zunehmendem Schallpegel sollte sich die Dämpfung verringern. Dies wird anhand Abbildung 6a sehr gut deutlich.

Weiterhin wird deutlich, dass für die Messpunkte stromaufwärts ($\pm 135^\circ$ - 180°) von SMART relativ hohe Dämpfungen berechnet wurden und gleichzeitig die Messung der Schallpegel relativ kleine Werte zeigt. Diese Wertepaare sind gut vergleichbar, da sie neben dem gleichen Richtungsbereich auch etwa in dem gleichen Entfernungsbereich zur Schallquelle liegen. Weiterhin ist die Winddrehung mit der Höhe moderat, sodass vom Modell der gesamte Richtungsbereich als Schallschatten berechnet wird. Abbildung 6b zeigt die graphische Darstellung des von SMART berechneten meteorologischen Dämpfungsfeldes dieser Emissionssituation in MetaVIS.

Zwei weitere gut vergleichbare Wertepaare liegen im Bereich von etwa $\pm 45^\circ$. Sowohl bei den Modellwerten als auch bei den Messungen beträgt die Differenz ca. 20 dB. Der hohe Schallpegel bei $+45^\circ$ kann mit der Winddrehung mit der Höhe nach rechts und dadurch begünstigte Schallausbreitung und der geringeren Entfernung zur Schallquelle begründet werden (siehe Abbildung 6b). Allerdings muss die große Streuung der Messwerte bei -45° berücksichtigt werden. Die beiden Wertepaare zwischen 90° und 135° sind schwieriger zu beurteilen, jedoch kann festgestellt werden, dass die Tendenz der Änderung des Dämpfungspegels in beiden Fällen entgegen der Tendenz des gemessenen Schalldruckpegels verläuft und somit vom Modell qualitativ richtig wiedergegeben wird.

5.3 Fazit

Anhand des genannten Beispiels wird deutlich, dass SMART gegebene Schallausbreitungssituationen sehr gut abbilden kann. Der Einfluss der Atmosphäre auf die Schallausbreitung wird deutlich und lässt sich sehr gut nachvollziehen. Allerdings lässt diese Art der Validierung der Modellergebnisse keine quantitativen Aussagen zu.

Daher ist es sinnvoll, eine Serie von Messungen speziell zu diesem Zweck durchzuführen. Neben einer ortsfesten Schallquelle mit konstantem Schallpegel ist ein möglichst dichtes Mikrofonmessnetz mit mindestens 10 Empfängern in verschiedenen Abständen und Richtungen zur Schallquelle wünschenswert. Der Untergrund sollte bezüglich der thermodynamischen und akustischen Eigenschaften möglichst homogen sein. Die Schallpegel sind unbewertet zu erfassen. Weiterhin sollte eine möglichst zeitlich und räumlich vertikal hoch aufgelöste Erfassung der vertikalen Profile von Temperatur und Windvektor erfolgen. Um die Ungenauigkeit der Berechnungen des Schallstrahlenmodells SMART abschätzen zu können, sollte eine umfangreiche Sensitivitätsstudie durchgeführt werden. Bei dieser Analyse wäre ein detailliertes Einbeziehen sowohl die meteorologischen Anfangswerte als auch die variablen Modellparameter, in die Untersuchung, sinnvoll.

6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die vorangegangenen Ausführungen zeigen auf, dass es gelungen ist ein Verfahren zu entwickeln, welches die Einbeziehung der atmosphärischen Bedingungen in die Berechnung der Schallausbreitung und die routinemäßige Beurteilung der Schallausbreitungssituation ohne ständigen Rechenaufwand realisiert.

Es konnte festgestellt werden, dass mit der vorhandenen Anzahl an Radiosondenmessungen eine Regionalisierung hinsichtlich schallklimatologisch ähnlicher Gebiete für Deutschland möglich ist. Werden allerdings Schallausbreitungssituationen detaillierter betrachtet (z.B. differenziert nach Jahreszeiten und/oder Tag- und Nachtzeiten) wird deutlich, dass eine größere Anzahl an Radiosondenstationen genauere Unterscheidungen ermöglicht hätten.

Weiterhin wurde deutlich, dass das Schallstrahlenmodell SMART gegebene Schallausbreitungssituationen sehr gut abbilden kann. Unter komplexen meteorologischen und Umgebungsbedingungen nimmt allerdings die Genauigkeit des modellierten Abbildes der Schallausbreitungssituation deutlich ab. Die Ursachen dafür liegen z.B. in der derzeit nicht in SMART implementierten Berücksichtigung inhomogener Oberflächeneigenschaften des Bodens und des Einflusses der Turbulenz auf die Schallausbreitung.

7 Danksagung

Hiermit danken wir dem Bundesministerium für Verteidigung (Auftragsnummer: E/E 91 S/4A551/3F093) für die finanzielle Unterstützung dieses Projektes.

8 Literatur

- Balogh, K., Ziemann, A., Arnold, K. und Raabe, A.,** 2004: Meteorologischer Einfluss auf die Schallausbreitung in einem bestimmten Gebiet, Tagungsbericht DACH, Karlsruhe
- Balogh, K. u. Ziemann, A.,** 2005: Einfluss von Atmosphäre und Boden auf die Schallausbreitung im Freien. Wiss. Mit. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 36, S.11-26
- Delany, M.E. und Bazley, E.N.,** 1970: Acoustical properties of fibrous absorbent materials, Applied Acoustics 3, , 105-116.
- Ostashev, V. E., Hohenwarter, D., Attenborough, K., Blanc-Benon, Ph., Juvé, D. und Goedecke, G. H.,** 2001: On the refraction law for a sound ray in a moving medium *Acustica* 87, S. 303-306.
- Pierce, A. D.,** 1989: Acoustics. An Introduction to its physical principles and applications. Acoustical Society of America, New York, 678 S..
- Raabe, A., Ziemann, A., Jagusch, F. und Arnold, K.,** 1998: Studie: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Abschlußbericht zum Auftrag E/E91S/Y0922/X5114, 43 S..

- Raabe, A., Arnold, K. und Ziemann, A.,** 2000: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Abschlußbericht zum Auftrag E/F360/X5144, 46 S..
- Wilsdorf, M., Ziemann, A., Balogh, K. und Arnold, K.,** 2005: Meteorologisches Beratungsverfahren für akustische Messungen bei der Bundeswehr. Zwischenbericht zum Auftrag E/E91S/4A551/3F093.
- Wilsdorf, M., Ziemann, A. und Balogh, K.,** 2006a: Regionale Unterschiede der Schallimmission durch den Einfluss von Wind und Temperatur. Wiss. Mit. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 37, S.89-99
- Wilsdorf, M., Viertel, R., Ziemann, A. und Raabe, A.,** 2006b: Meteorologisches Beratungsverfahren für akustische Messungen bei der Bundeswehr. Abschlussbericht zum Auftrag E/E91S/4A551/3F093.
- Ziemann, A., Arnold, K., und Raabe, A.,** 2001: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen beim Lärmschutz, Wiss. Mit. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, 22, S. 35-49.
- Ziemann, A., Arnold, K. und Raabe, A.,** 2002: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Zwischenbericht zum Auftrag E/F360/X5144, 74 S..
- Ziemann, A., Arnold K. und Armin R.,** 2004: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Abschlussbericht zum Auftrag E/F360/X5144, 74 S..
- Ziemann, A. und Balogh, K.,** 2004: Schallimmissionsprognose über einer schallharten Oberfläche. Wiss. Mit. Inst. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig 34, S. 59-70.
- Ziemann, A.,** 2002: Zum Einfluss vertikaler Gradienten meteorologischer Größen auf die Laufzeit von akustischen Signalen zwischen Schallquellen und Schallempfängern in der bodennahen Atmosphäre, Wiss. Mit. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig 26, 31-42.
- Ziemann, A.,** 2003: Auswirkungen unterschiedlicher Schallausbreitungsmodelle auf die Lärmprognose, Wiss. Mit. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig 30, 61-72.

Adressen der Autoren

Michael Wilsdorf (mwils@uni-leipzig.de)
René Viertel (viertel@uni-leipzig.de)
Armin Raabe (raabe@uni-leipzig.de)

Erste Ergebnisse zur räumlich expliziten Modellierung der Ausbreitung von Pflanzen Diasporen

S. Horn, M. Wilsdorf, D. Daniel und A. Raabe

Zusammenfassung

Die Ausbreitung von Diasporen ist ein zentraler Abschnitt des pflanzlichen Lebenszyklus. Insbesondere Fernausbreitung (>100 m) hat erhebliche Auswirkungen auf eine Vielzahl von biologischen Prozessen, ist aber mit empirischen Messmethoden kaum erfassbar. Ziel der Arbeit ist es daher, die Fernausbreitung von Diasporen aus der Sicht der Mikrometeorologie zu modellieren. Numerische Berechnungsverfahren sind dazu experimentell zu prüfen im Hinblick auf die Wiedergabe der turbulenten Verhältnisse in einem konkreten Messgebiet und an parallel zu diesen Messungen beobachteten Ausbreitungsbedingungen für spezielle Diasporen. Hier wird das Konzept für ein solches Ausbreitungsberechnungsverfahren erläutert und erste Ergebnisse vorgestellt.

Summary

Diaspore dispersal is a very important chapter in the life cycle of many plants. In particular long range transport (>100m) has significant effects on many biological processes, but is not ascertainable by empirical measurements. So the objective of this work is to model the long range dispersion of diaspores using micrometeorological methods. Numerical calculations must reproduce the experimentally observed turbulent conditions and the propagation of special seeds within a concrete landscape. The concept of such a numerical model and first results are described here.

1 Hintergrund

Aus Sicht der Biologie gibt es ein von Tackenberg (2001) eingeführtes Berechnungsverfahren zur Pflanzensamenausbreitung (PAPPUS), das zur Prognose der Verfrachtung von Pflanzensamen (Diasporen) auf dem Luftwege turbulente Windmessungen heranzieht. Dieses Berechnungsverfahren ist auf Messung der turbulenten Windverhältnisse angewiesen und somit auf die entsprechenden Messorte und beobachteten Ausbreitungsbedingungen beschränkt.

Ziel dieser Arbeiten ist es in Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe von O. Tackenberg an der Universität Regensburg / Institut für Botanik ein numerisches Berechnungsverfahren zu erstellen, das aus Sicht der Mikrometeorologie eine Prognose des Ferntransports von Diasporen zulässt, ohne dass es notwendig ist an dem konkreten

Ort die meteorologischen Messungen – speziell Turbulenzmessungen – durchführen zu müssen.

Tackenberg u.a., (2003) konnten zeigen, dass ein Ferntransport von Diasporen nicht nur an den Horizontalwind, sondern besonders auch von der mikrometeorologischen Turbulenz abhängt. Speziell die Vertikalwindkomponente spielt dabei eine besondere Rolle, da diese dafür verantwortlich ist, dass die Diaspore über mehrere Meter in die Höhe getragen wird und so in schnellere Bereiche der horizontalen Strömung gerät, was Ferntransport ermöglicht. Ferntransport ist also insbesondere dann zu erwarten, wenn zum Zeitpunkt der Loslösung der Diasporen von der Quelle die Fallgeschwindigkeit durch eine aufwärts gerichtete Luftbewegung verringert bzw. die Diaspore angehoben wird.

Aus mikrometeorologischer Sicht ist es demnach sinnvoll das Turbulenzfeld in einem bestimmten Beobachtungsgebiet zu prognostizieren. Hier erfolgt die Modellierung der Vektorfelder für die Geschwindigkeit mit Hilfe des dreidimensionalen mikroskaligen Strömungsmodells ASAM (Knoth, 2004, Horn 2006). Diese werden dann mit einer turbulenten Zeitreihe überlagert und als Hintergrundströmung für ein Trajektorienmodell zur Berechnung der Diasporenausbreitung verwendet. Um eine möglichst realistische Turbulenz zu simulieren, wird diese über eine inverse Fourier-Transformation aus einem zufällig generierten Leistungsspektrum berechnet, das sich allerdings an den in der Mikrometeorologie eingeführten Standardisierten Turbulenzspektren orientiert (Kaimal und Finnigan, 1994, Foken 2003).

2 Grundlagen und Experimente

Zur Bestimmung und Überprüfung der Berechnungsverfahren sind im Rahmen dieser Studie drei Freiluftexperimente in Melpitz, auf dem Islinger Feld südlich von Regensburg und in Deuerling (bei Regensburg) durchgeführt worden. Der Ort Deuerling unterschied sich dabei von den beiden anderen durch seine ausgeprägte Orografie. Während Melpitz und das Islinger Feld eine sehr ebene Experimentallandschaft boten, zeichnete sich Deuerling hingegen durch eine stark strukturierte Landschaft aus. Der Startplatz lag in diesem Fall auf einem kleinen Plateau an einem Südhang. Die Experimente hatten eine Laufzeit von ein bis drei Wochen. Dabei wurden Zeitreihen für die drei Komponenten der Windgeschwindigkeit und für die Temperatur aufgenommen

	Zeitraum	Anzahl der gemessenen 10min Zeitabschnitte	Abgedeckter Stabilitätsbereich
Melpitz	26.09.05 - 03.10.05	99	A, B, C, D, E
Islinger Feld	23.03.06 - 07.04.06	152	--
Deuerling	30.06.06 - 06.07.06	185	A, B, C

Tab. 1: Experimente im Rahmen des Projektes

Bei allen Experimenten kamen für die Messungen der meteorologischen Parameter neben dem tomographischen Messverfahren in Melpitz ausschließlich Ultraschallanemometer zum Einsatz. Ein besonderes Merkmal der Ultraschallanemometer ist die relativ hohe Messfrequenz von 10Hz. Diese bietet die Möglichkeit, die Turbulenz bis

in hohe Frequenzbereiche aufzulösen, sowie die zeitgleiche Messung aller drei Raumkomponenten des Windvektors an einem Ort.

2.1 Turbulenz

Das Medium Luft ist unter natürlichen Bedingungen von scheinbar zufälligen Schwankungen der es charakterisierenden Größen gekennzeichnet. Diese Variationen von Strömungsrichtung und -betrag, sowie Temperatur und auch dem Druck und der Dichte, bezeichnet man als Turbulenz. Diese Turbulenz besitzt damit eine sehr komplexe und schwer vorhersagbare raumzeitliche Struktur sowie eine empfindliche Abhängigkeit von Anfangs- und Randbedingungen (Stull, 1988).

Für dieses Projekt ist besonders die Turbulenz der meteorologischen Mikroskala also mit Wellenlängen von einem bis einhundert Metern interessant, da diese die Diasporen in die Höhe heben und somit zum Ferntransport beitragen kann. In dieser Größenordnung entsteht Turbulenz durch zwei Prozesse. Zum einen durch Wechselwirkung mit einer Begrenzungsfläche, beispielsweise bei der Umströmung an Hindernissen (mechanisch induzierte Turbulenz) und zum anderen auf Grund konvektiver Vorgänge (thermisch induzierte Turbulenz).

Die atmosphärische Turbulenz kann man sich als eine Überlagerung von Wellen vieler verschiedener Wellenlängen vorstellen. Deshalb ist es möglich mit einer spektralen Analyse diese Prozesse generelle Eigenschaften einer turbulenten Strömung zu charakterisieren. Zu diesem Zweck wird durch eine Fourier-Transformation der gemessenen Zeitreihen das Turbulenzspektrum ermittelt. In diesem sind die spektrale Verteilung der Energie über der Wellenlänge und die Phaseninformation der jeweiligen Schwingung zu erkennen. In den für die Mikrometeorologie einschlägigen Publikationen (z.B. Kaimal et al., 1972, Foken, 2003) betrachtet man im Allgemeinen nicht das komplexe Fourier-Spektrum sondern das so genannte Leistungsspektrum, das sich aus dem Betrag des komplexen Ergebnisses der Fourier-Transformation ergibt. Damit verzichtet man auf Information über die Phase der jeweiligen Schwingung.

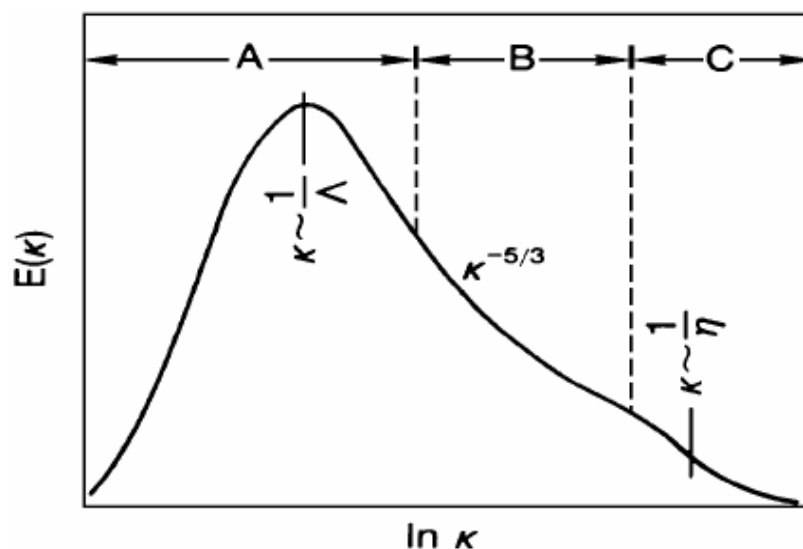


Abb.1: Schematische Darstellung der spektralen Energieverteilung als Funktion der Wellenzahl mit dem Bereich der Energieaufnahme (A), Trägheitsbereich (B) und dem Dissipationsbereich (C) (aus Kaimal und Finnigan, 1994).

Das Leistungsspektrum unterscheidet sich für verschiedene Zustandsgrößen und Flüsse sowie für unterschiedliche mikrometeorologische Bedingungen. In diesem Frequenzbereich (Perioden kürzer als das mesometeorologische Minimum bei etwa 30min) unterscheidet man den Bereich der Energieaufnahme, den Trägheitsbereich und den Bereich der Energiedissipation (Foken, 2003). Diese Einteilung folgt aus der Tatsache, dass sich die Energie der Turbulenz auf immer kleiner werdende Wirbel verteilt, bis diese schließlich ihre Energie infolge molekularer Reibung verlieren.

Abb.1 zeigt den schematischen Aufbau eines solchen Energiespektrums für die Turbulenz in der atmosphärischen Grenzschicht. Dabei kann man drei Bereiche unterscheiden: den Produktionsbereich (A) für turbulente kinetische Energie (TKE), den Trägheitsbereich (B) und den Dissipationsbereich (C), die in entsprechenden Turbulenzmessungen auch so wieder gefunden werden.

Die Leistungsspektren für verschiedene atmosphärische Parameter unterscheiden sich deutlich in der ihren Energiedichtemaxima und der Stabilitätsabhängigkeit. So liegt das Energiedichtemaximum des Vertikalwindes bei Frequenzen von 0.1Hz bis 1Hz und das des Horizontalwindes eine Größenordnung tiefer. Das Spektrum des Vertikalwindes zeigt eine typische Verschiebung des Maximums zu den hohen Frequenzen für alle Stabilitäten. Besonders diese Verteilung der Vertikalwindkomponente beeinflusst die horizontalen Transportbedingungen der Diasporen.

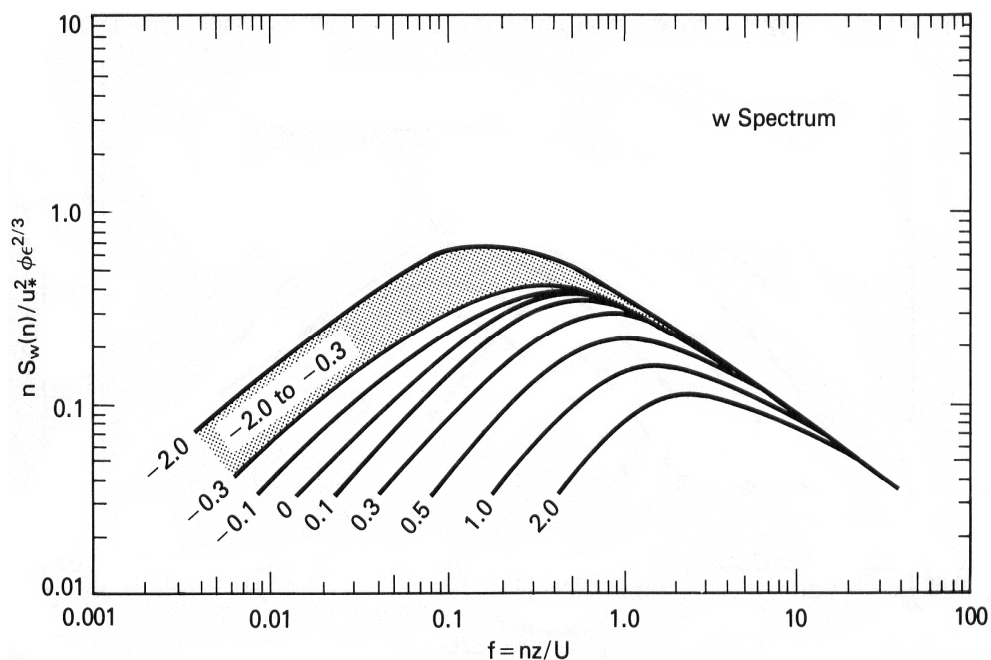


Abb.2: normierte Leistungsspektren des Vertikalwindes für unterschiedliche Stabilitäten (nach Kaimal et al., 1972)

In Abb.2 ist idealisiert die Abhängigkeit der Leistungsspektren von der Stabilität zu erkennen. Dabei erfolgt die Darstellung über die normierte Frequenz f , mit welcher die Messungen in verschiedenen Höhen und bei unterschiedlichen mittleren Windgeschwindigkeiten vergleichbar werden. Die Bestimmung der Stabilität erfolgt über eine Parametrisierung von Mischungsschichthöhe, Rauigkeitslänge und Monin-Obukov-Länge, L , oder, wie im Fall dieser Studie, aus bodennahen Messungen der entsprechenden meteorologischen Größen mit denen der Stabilitätsparameter z/L berechnet

werden kann, wobei z die Bezugshöhe über Grund ist. Die Einteilung der gemessenen Stabilität erfolgt gemäß der Pasquill-Klassen (Foken, 2003, s. Tab.2).

	z/L	Pasquill-Klassen
Sehr labil	≤ -0.33	A
labil	-0.1 bis -0.33	B
neutral bis leicht labil	-0.033 bis -0.1	C
neutral bis leicht stabil	0.002 bis 0.04	D
stabil	0.04 bis 0.17	E
sehr stabil	≥ 0.17	F

Tab.2: Darstellung der Stabilitätsklassen nach Pasquill (Foken, 2003)

Ein prognostisches Diasporen-Transportmodell muss demzufolge die Strömungsverhältnisse über dem betrachteten Gebiet und zusätzlich die turbulenten Strömungsverhältnisse in Übereinstimmung mit den hier für verschiedene Stabilitätsklassen gezeigten turbulenten Schwankungen berücksichtigen.

2.2 VITA und Quadrantenanalyse

Bei einer *Quadrantenanalyse* werden zunächst die Zeitreihen zweier gleichzeitig gemessener Variablen entsprechend der Kombination der Vorzeichen von den Fluktuationen der beiden Variablen in vier Klassen, die Quadranten, sortiert.

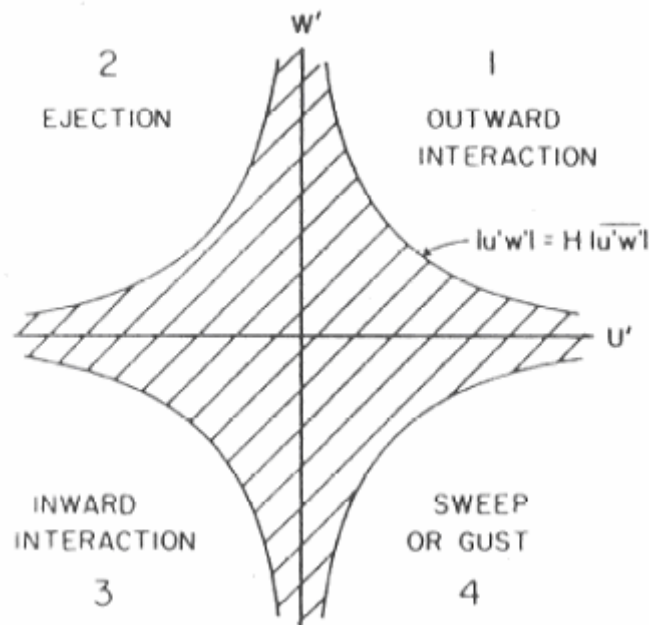


Abb.3: Darstellung der u', w' -Ebene in der Quadrantendarstellung. Nach Shaw et al. (1983)

Hier sind diese Variablen zum einen die Fluktuation des Vertikalwindes (w') und zum anderen die Fluktuation des Horizontalwindes (u') oder die der Temperatur (T').

In einer $u'w'$ -Ebene ergeben die Geschwindigkeitsachsen folgende Bereiche:

- Quadrant 1: $u' > 0$, $w' > 0$ outward interaction
- Quadrant 2: $u' < 0$, $w' > 0$ ejection
- Quadrant 3: $u' < 0$, $w' < 0$ inward interaction
- Quadrant 4: $u' > 0$, $w' < 0$ sweep oder gust.

Die Quadranten 2 und 4 beschreiben dabei abwärts gerichteten Impulstransport, wohingegen Quadrant 1 und 3 auf jeweils aufwärts gerichteten Impulstransport (Shaw et al., 1983) hindeuten. Für den Transport von Diasporen sind besonders die Quadranten 1 und 2 interessant, da hier die aufwärts gerichtete Vertikalbewegung die Fallgeschwindigkeit der Diaspore reduzieren und somit zum Ferntransport beitragen kann. Den größten Beitrag haben dabei die Ereignisse im ersten Quadranten, da die stärkere horizontale Geschwindigkeitskomponente zum vermehrten Ablösen von Diasporen führt und zusätzlich in gleicher Flugzeit eine längere Strecke zurückgelegt werden kann. Mit der Quadrantenanalyse ist es folglich möglich, derartige Vorgänge zu identifizieren und dadurch ein von den atmosphärischen Schichtungsbedingungen abhängiges Auftreten zu bestimmen.

Zusätzlich, werden durch die Anwendung der sogenannten VITA – Methode bestimmte Schwellwerte wie Fallgeschwindigkeit der Samen sowie deren Ablöseverhalten in die Betrachtung mit einbezogen. VITA steht für "Variable Interval Time Averaging" und ist von Blackwelder und Kaplan (1976) vorgeschlagen worden. Ziel dabei ist es, sogenannte Bursts zu detektieren. Das sind Strukturen, die sich durch eine starke aufwärts gerichtete Vertikalbewegung auszeichnen. Solche Strukturen können den Ferntransport von Diasporen begünstigen. Die Grundidee dieses Verfahrens ist, dass am Ort eines auftretenden Bursts, auf Grund der starken Geschwindigkeitsschwankung, die kurzzeitige Varianz des Strömungssignales sehr groß wird. Aus diesem Grund wird die Kurzzeitvarianz (über einige Sekunden) mit der Langzeitvarianz der Messreihe normiert. Diese Langzeitvarianz ist die Varianz des Messsignals über einen Zeitraum, bei dem sich näherungsweise Stationarität eingestellt hat. Wenn die so normierte Kurzzeitvarianz einen vorher bestimmten Schwellenwert überschreitet und sich gleichzeitig der Kurzzeitmittelwert der Messgröße in der entsprechenden Richtung ansteigt, hätte man eine der oben definierten Strukturen entdeckt.

Ein, der VITA – Methode ähnliches Verfahren ist im Rahmen dieser Studie auf die gemessenen Turbulenzdaten angewendet worden.

2.3 Anwendung der Analyseverfahren auf die gemessenen Zeitreihen

In Abb.4 ist das Ergebnis einer Quadrantenanalyse für eine Messung am 04.07.06 bzw. 06.07.06 in Deuerling dargestellt.

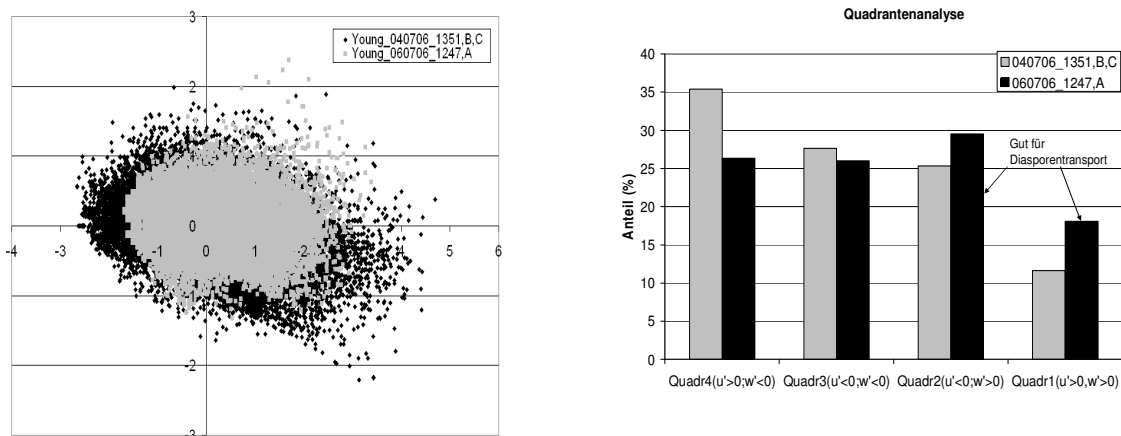


Abb.4: Darstellung einer Quadrantenanalyse für zwei Messungen in unterschiedlichen Stabilitätsklassen

Zum Messzeitpunkt herrschten Stabilitätsbedingungen, die der Pasquill-Klasse B, C bzw. A zuzuordnen sind. Die für eine Ausbreitung von Diasporen günstigen Quadranten 1 und 2 weisen unterschiedliche Häufigkeit auf. In Verbindung mit den Stabilitätsklassen entspricht dies für den Messzeitraum am 06.07. günstigeren Transportbedingungen, da hier fast 48% aller Messwerte den Quadranten 1 und 2 zuzuordnen sind (im Vergleich dazu sind es 37% bei der Messreihe vom 04.07.).

Abb.5 zeigt eine mit einer dem VITA-Verfahren ähnlichen Methode untersuchte Messreihe vom 04.07.06 aus Deuerling. Dabei sind die für einen Ferntransport besonders günstigen Quadrant1-Ereignisse einer oben beschriebenen Untersuchung mit einer gewählten Schwelle für den Horizontalwind (2,5m/s) bei einem gleichzeitigen Anstieg der Vertikalwindkomponente ($>0,3\text{m/s}$) unterzogen worden. Eine Schwellenüberschreitung unter diesen Vorgaben trat am 04.07. 499 mal auf. Analysiert man die zweite Reihe (vom 06.07, s. Abb. 4), kann man 391 solcher Ereignisse detektieren. Obwohl diese Messreihe einen prozentual größeren Anteil der Wertepaare im Quadranten 1 zeigt, sind die die Schwellen übertreffenden Ereignisse weniger häufig. Dies macht deutlich, dass eine reine Quadrantenanalyse keinesfalls endgültige Aussagen liefert, sondern vielmehr die speziellen Eigenschaften der Diasporen berücksichtigt werden müssen. Die hier markierten Schwellen ermöglichen es, diese charakteristischen Eigenschaften (Ablöseverhalten, Fallgeschwindigkeit) der Diasporen in die Betrachtung der turbulenten Strömungsverhältnisse mit einzubeziehen.

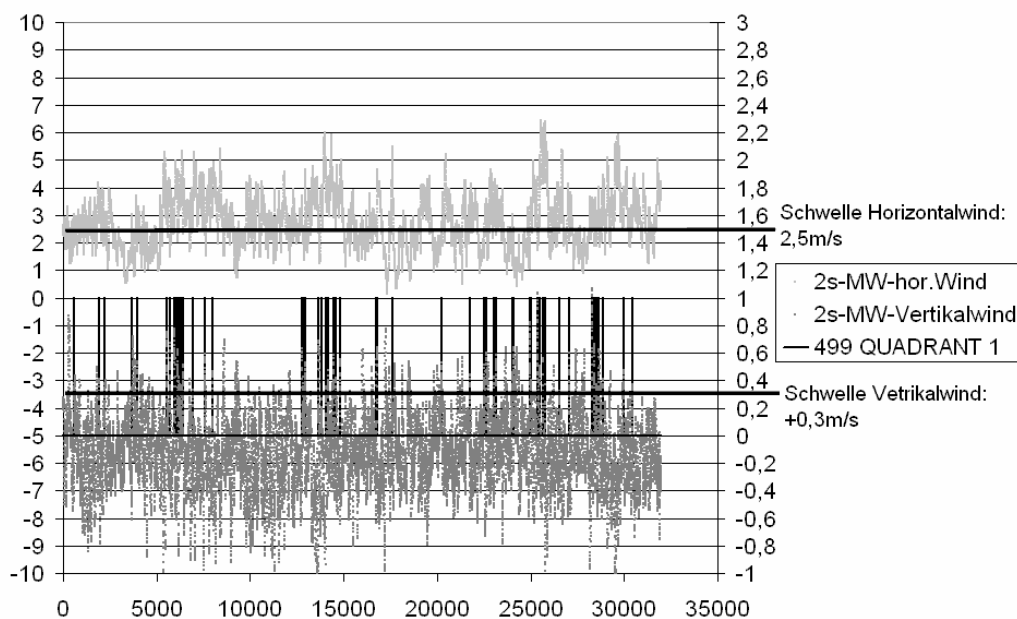


Abb.5: Quadrant1-Analyse ähnlich VITA für eine Messung vom 04.07.06 ab 13:51 UTC in Deuerling bei Regensburg

Die beiden vorgestellten Analyseverfahren sind somit Werkzeuge, um gemessene Turbulenz und künstlich generiert turbulente Felder vergleichen zu können. Die bei der Modellierung benötigten künstlich generierten turbulenten Felder müssen entsprechend der Stabilitätsklassen eine mit den Messungen vergleichbare Aufteilungen der Geschwindigkeitsschwankungen auf die verschiedenen Quadranten bei gleichzeitiger Übereinstimmung mit der über VITA detektierten Häufigkeit von den Diasporentransport unterstützenden Turbulenzereignissen ausweisen.

3 Die Modelle

In diesem Abschnitt werden kurz die Modelle **ASAM** und **DiasporeDispersal** vorgestellt. Beide Modelle sind in der Sprache Fortran geschrieben.

3.1 ASAM

Das Modell ASAM ist in den letzten Jahren am Institut für Troposphärenforschung in Leipzig entstanden (Knoth, 2004 und Horn, 2006) und wird nun auch im Rahmen dieses Projektes weiterentwickelt. Es handelt sich dabei um ein kompressibles, ein- bis dreidimensionales Strömungsmodell mit einem integrierten Zweigleichungsturbulenzmodell. Die Berechnung der Strömung erfolgt über ein System aus partiellen Differentialgleichungen.

Es besteht im Wesentlichen aus der Kontinuitätsgleichung für die Massenerhaltung, den Gleichungen für die Impulse in den drei Raumdimensionen und der Gleichung für die Energieerhaltung. Zusätzlich kommen noch die beiden Gleichungen für die turbulente kinetische Energie und die Dissipation hinzu.

Besonders vorteilhaft für den Einsatz im Rahmen dieses Projektes ist die Möglichkeit, die strukturierte Unterlage auf relativ genauer Weise abzubilden, um so die Geländeform im Umkreis der Diasporenstartplätze berücksichtigen zu können.

Im Modellgebiet vorhandene Strukturen wie Hügel oder Gebäude werden durch angeschnittene Zellen, so genannte Cutcells, repräsentiert. Das sind Gitterzellen, in denen nur vorher berechnete Flächen, für die Flüsse in und aus der Zelle, und ein bestimmtes Volumen für die Strömung zur Verfügung stehen. Durch diesen Ansatz und durch die frei wählbare Auflösung des Modells, eignet es sich besonders für die Berechnung mikroskaliger Strömungsfelder, die bei in diesem Projekt typischen Transportweiten, in der Größenordnung von ca. 100m und darüber hinaus, besondere Berücksichtigung finden müssen.

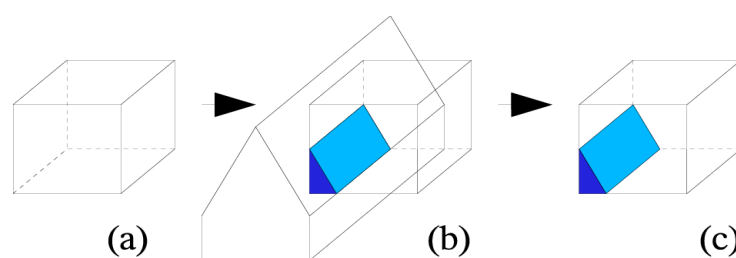


Abb.6: Schematische Darstellung der Berechnung der Cutcells aus gegebener Geometrie

Das Strömungsmodell ist mit dem Strahlungsmodell von Fu-Liou verknüpft (Fu-Liou, 1997). Dieses kann atmosphärische Gegebenheiten wie Wolken, Ozon, Wasserdampfanteil und verschiedene Aerosole berücksichtigen und die am Boden auftreffende Strahlung berechnen, welche dann dazu verwendet werden kann, die unteren Luftschichten aufzuheizen. Somit ist es möglich, thermisch induzierte Aufwinde, beispielsweise an der sonnenzugewandten Seite eines Hügels, zu modellieren und deren Einfluss auf die Diasporenausbreitung zu untersuchen.

3.2 DiasporeDispersal

Bei dem Modell DiasporeDispersal handelt es sich um ein Trajektorienmodell mit dem für eine vorgegebene wetterlagen- und geländeformabhängige Hintergrundströmung, die zuvor beispielsweise mit dem Modell ASAM berechnet wurde, für viele verschiedene Diasporen die Trajektorien berechnet werden können. Dazu werden im Prinzip wiederum Advektionsgleichungen für die Diasporen gelöst und mit einer modellierten turbulenten Zeitreihe überlagert. Der Vorteil gegenüber der im ASAM integrierten Ausbreitungsrechnung liegt darin, dass für verschiedene Diasporenmassen, Fallgeschwindigkeiten und Startplätze die Ausbreitung modelliert werden kann, ohne dass jedes mal die relativ zeitaufwendige Berechnung der Strömungsverhältnisse nötig ist. Zudem ist die Modellierung der turbulenten Vertikalbewegung, mit der die Advektion überlagert werden soll, vom Strömungsmodell entkoppelt, und kann so in kürzerer Zeit überprüft und entwickelt werden. Zum derzeitigen Entwicklungsstand wird hierbei die Zeitreihe noch aus einem stochastischen stabilitätsabhängigen Zufallsprozess gewonnen. Beispielhafte Modellausgaben für unterschiedliche Stabilitätsbedingungen sind in Abb.7 und Abb.8 dargestellt.

Die Initialisierung des Modells für diese Rechnungen orientierte sich dabei an den Messungen vom 28.09 und vom 01.10.05 des Experimentes in Melpitz. Während der Messung erfolgten Flugversuche mit Typha-Samen, welche nach den Messungen des Teilprojektes Regensburg eine mittlere Fallgeschwindigkeit von 0.11 m/s aufweisen. Am 01.10 herrschten gute Ausbreitungsbedingungen. Die wahrscheinlichste Ausbreitungsdistanz (70-100m) wird gut vorhergesagt, wobei der Ferntransport jedoch unterschätzt wird. Aufgrund der stabilen Bedingungen und der geringeren Horizontalgeschwindigkeit am 28.09 verringern sich die Transportweiten an diesem Tag sowohl in der Messung als auch im Modell erheblich.

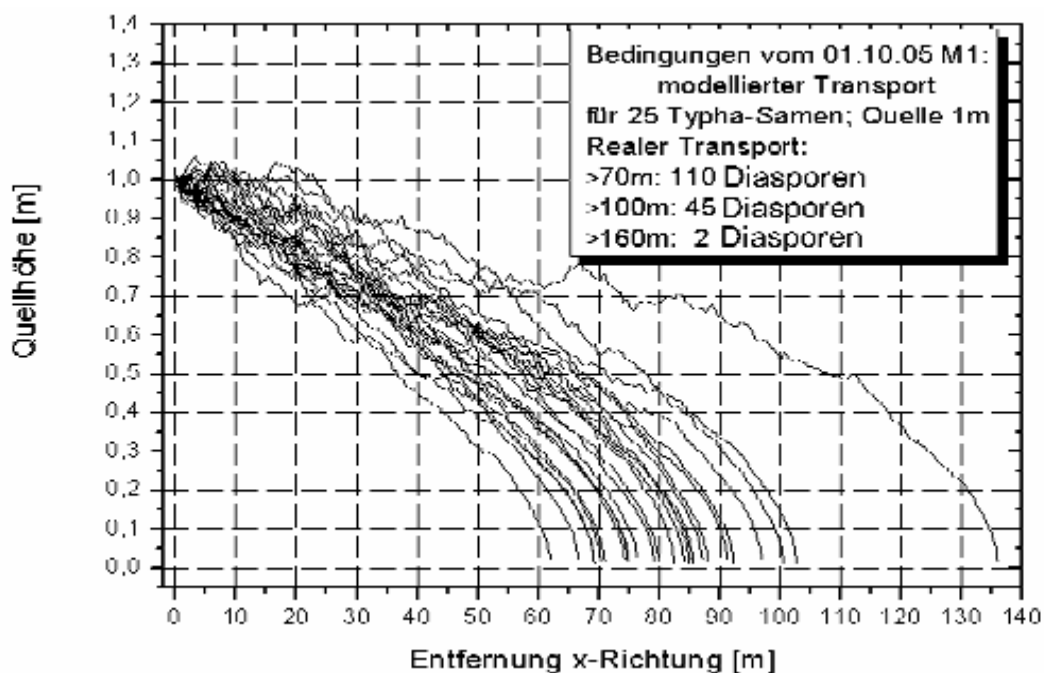


Abb.7: Ausgabe des Modells DiasporeDispersal für den 01.10.05.

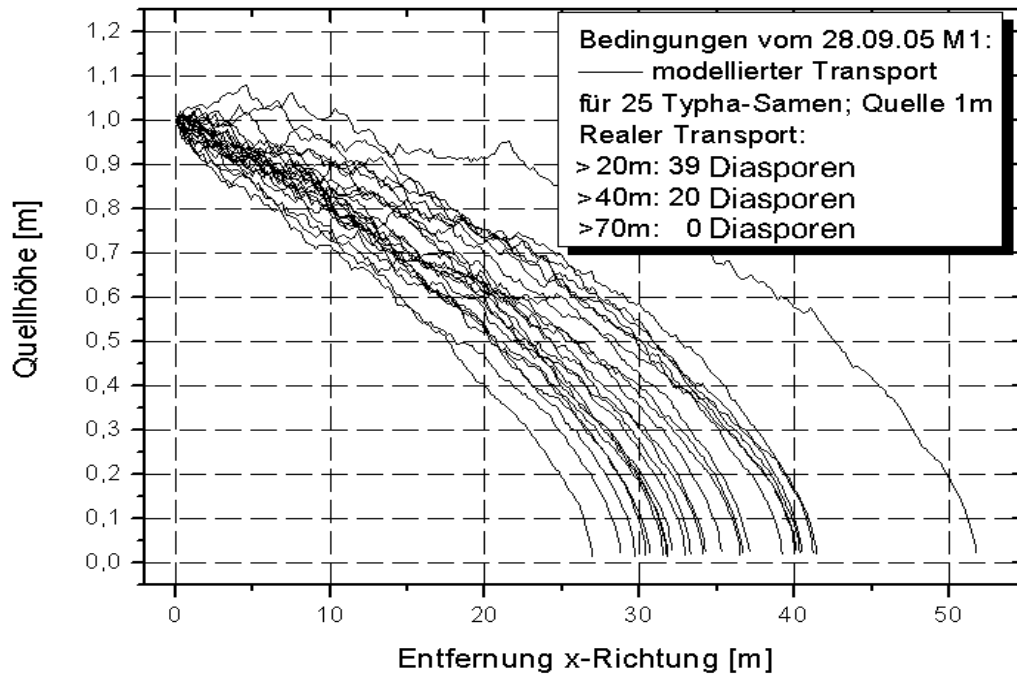


Abb.8: Ausgabe des Modells DiasporeDispersal für stabile Bedingungen am 28.09.05

3.3 Das Leistungsspektrum als Ausgangspunkt für die Modellierung turbulenter Zeitreihen

In Abb.9 sind die normierten Leistungsspektren für die erste Messung vom 01.07 (dataA) und vom 30.09 (dataB) dargestellt.

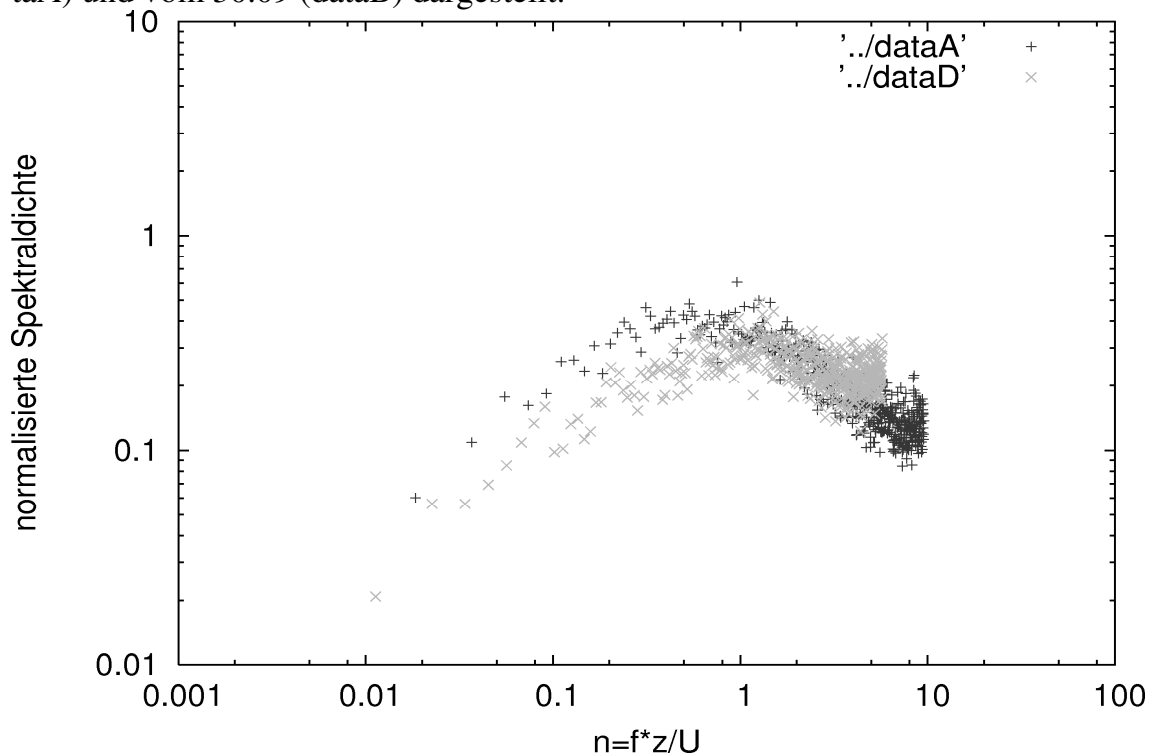


Abb.9: Normierte Leistungsspektren für die Vertikalgeschwindigkeit nach Messungen am 01.07.06 (Deuerling) und 30.09.05 (Melpitz) für die Stabilitätsklassen A ($z/L=-2.3$, rot) und D ($z/L=0.01$, grün).

Am 01.07. lagen sehr labile Verhältnisse vor die einer Pasquill- Stabilitätsklasse A entsprachen. Als Vergleich dazu die Messreihe vom 30.09 unter leicht stabilen Verhältnissen.

Die Abhängigkeit der Spektren von der Stabilität und die höheren Amplituden bei den niederfrequenten Anteilen der Turbulenz bei instabiler Schichtung zu erkennen, in Übereinstimmung mit den in der Mikrometeorologie verwendeten generalisierten Turbulenzspektren (nach Kaimal et al., 1972, Abb. 2). Die dort für verschiedene Stabilitäten vorgeschlagenen Leistungsspektren können demnach als Ausgangspunkt für die Synthese turbulenter Zeitreihen herangezogen werden. Dazu werden mit Hilfe des zu einer bestimmten Stabilitätsklasse gehörigen Leistungsspektrums und beispielsweise der modellierten turbulenten kinetischen Energie aus einer Simulation des Modells ASAM die mittleren Amplituden für die Schwingungen der einzelnen Wellenzahlen berechnet. Diese werden dann mit einer zufälligen Phase auf den Realteil und Imaginärteil eines Fourier-Spektrums verteilt. Daraus kann dann mittels einer inversen Fourier-Transformation eine turbulente Zeitreihe berechnet werden, die in ihrer Struktur den spektralen Vorgaben bei einer bestimmten Stabilitätsklasse entspricht. Für ein mit Hilfe einer Fourier-Transformation über 2048 Messwerte ermitteltes Leistungsspektrum ist der Vergleich der Rekonstruktion mit der gemessenen Reihe in Abb.10 dargestellt. Die Rekonstruktion hat einen wesentlich realistischeren Charakter als beispielsweise eine normalverteilte Turbulenz, da auch turbulente Strukturen wie Böen, die für die Diasporenausbreitung von Bedeutung sind, nachgebildet werden können.

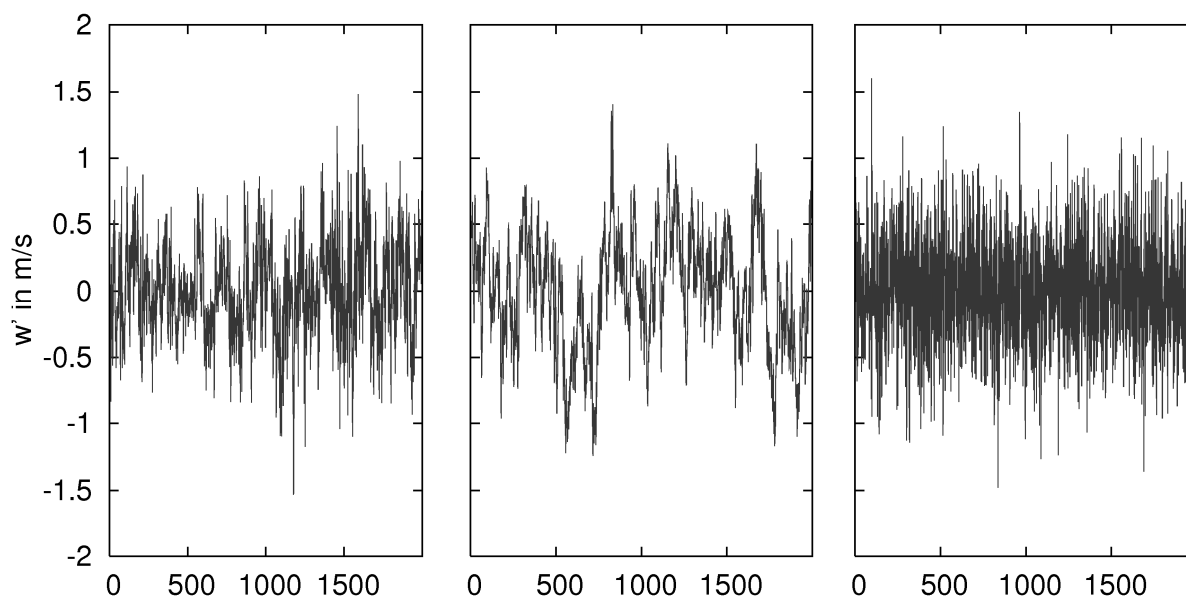


Abb.10: links: gemessene Zeitreihe für w' (in m/s), mitte: aus dem gemessenen Leistungsspektrum rekonstruierte Zeitreihe mit zufälligen Phaseninformationen für w' , rechts: normalverteilte Turbulenz

Abb.11 zeigt eine gemessene Zeitreihe in Melpitz mit deren Leistungsspektren für u und w . Die Spektren unterscheiden sich von denen der Strichgrößen nur durch höhere Amplituden bei niederen Frequenzen, da diese durch ein gleitendes Mittel gefiltert würden. Die Leistungsspektren wurden mit einer gleitenden Fourier-Transformation über 256 Werte berechnet, dunklere Punkte stehen dabei für höhere Amplituden. Die Samplerate betrug 10Hz so dass in der Abb.11 ein Zeitabschnitt von ca. einer Stunde abgebildet ist.

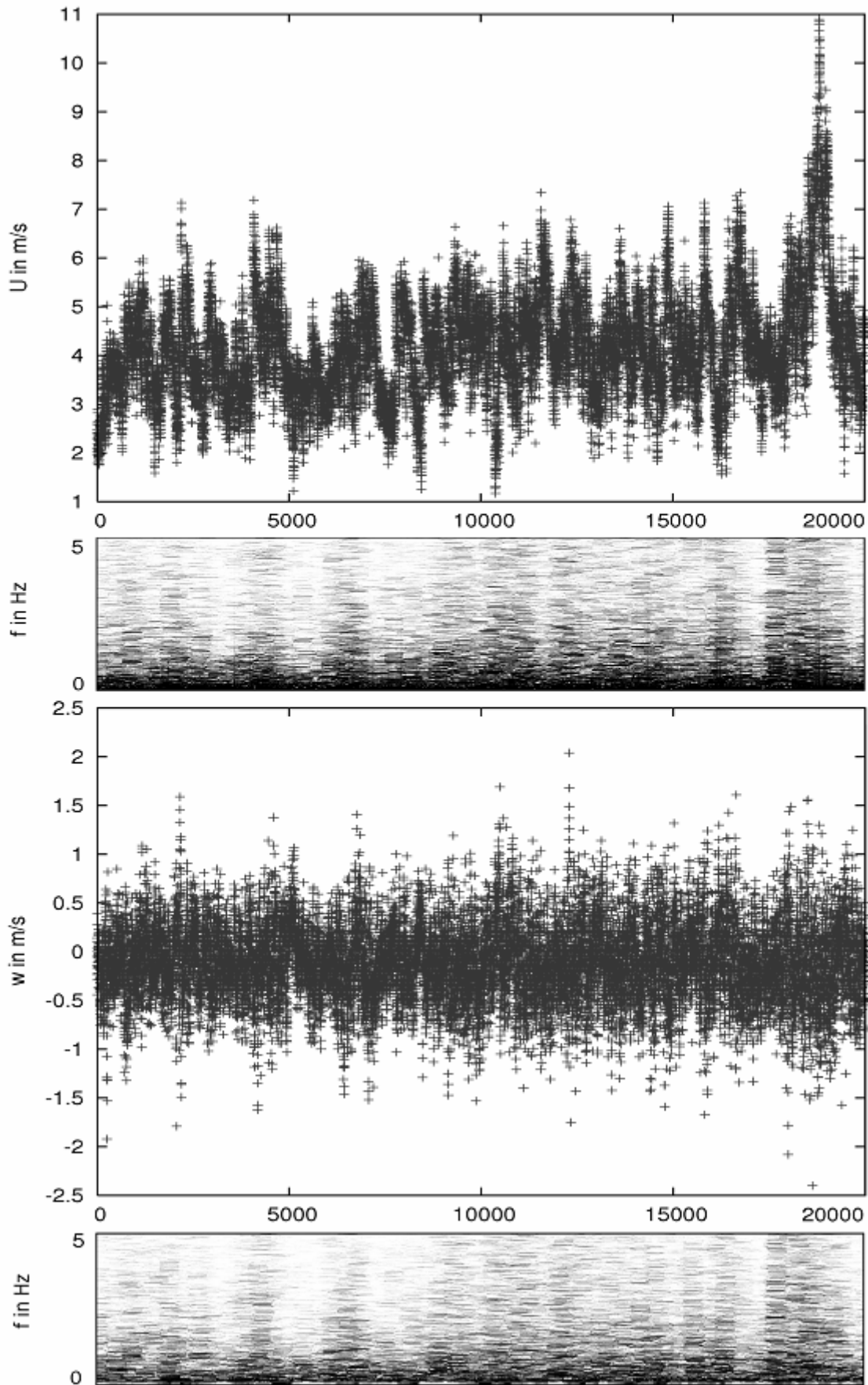


Abb.11 (von oben nach unten): u , abschnittsweise berechnetes Leistungsspektrum von u , w , abschnittsweise berechnetes Leistungsspektrum von w

Grundsätzlich sind die höheren mittleren Amplituden der niederfrequenten Anteile des Horizontalwindes auffällig. Des Weiteren ist über den gesamten Frequenzbereich eine Abhängigkeit der spektralen Amplituden von der momentanen Windgeschwindigkeit zu erkennen.

4 Ausblick

Zur Modellierung eines realistisch wirkenden Leistungsspektrums sollen nun die stabilitätsabhängigen theoretischen Spektralfunktionen mit einem Rauschen überlagert werden, welches über eine logarithmische Normalverteilung mit frequenzabhängiger Varianz generiert wird. Anschließend werden mit dem Modell ASAM die Hintergrundströmungen für die Experimentierstandorte und Wetterlagen der durchgeführten Messungen berechnet und mit den gemessenen Werten verglichen. Dabei können entweder die Randbedingungen für das Modell ASAM mit den turbulenten Zeitreihen variiert werden, oder die für konstante Randbedingungen berechneten mittleren Windgeschwindigkeit mit der Turbulenz überlagert werden. Die so erhaltenen Strömungsfelder werden dann als Randbedingung für das Trajektorienmodell verwandt, mit dem letztendlich die Ausbreitungsrechnungen für die Diasporen bei bestimmten Wetterlagen durchgeführt werden können.

5 Danksagung

Diese Arbeit wird von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gefördert (Förderungsnummer RA 569/14-2). Weiterer Dank gebührt Julia Fruntke und Jana Preissler für ihr Engagement in diesem Projekt.

6 Literatur

- Blackwelder, R. F., Kaplan, R. E.,** 1976: On the wall structure of the turbulent boundary layer, *Journal of Fluid Mechanics* 76, S. 89-112
- Foken, T.,** 2003: *Angewandte Meteorologie*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York
- Fu, Q., and Liou, K. N.,** 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.* 50, S. 2008-2025.
- Fu, Q., Liou, K. N., Cribb, M. C., Charlock, T. P. and Grossman, A.,** 1997: On multiple scattering in thermal infrared radiative transfer. *J. Atmos. Sci.* 54, S. 2799-2812.
- Horn, S.,** 2006: Implementierung eines Strahlungsmodells in das Strömungsmodell ASAM und Untersuchung der Einflüsse solarer Einstrahlung auf die Strömungsverhältnisse in Straßenschluchten, Diplomarbeit, Fak. für Physik und Geowissenschaften, Universität Leipzig
- Kaimal, J. C., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., Cote, O. R.,** 1972: Spectral characteristics of surface layer turbulence, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society* 98, S. 563-689
- Kaimal, J. C. und Finnigan J. J.,** 1994: *Atmospheric Boundary Layer Flows*, Oxford University Press, New York/ Oxford

- Knoth, O.**, 2004: A-SAM, pers. Mitteil. Inst.f.Troposphärenforschung, Leipzig.
- Shaw, R. H., Tavangar, J., Ward, D.P.**, 1983: Structure of the Reynolds Stress in a Canopy Layer. *Journal of climate and applied meteorology*, Volume 22, S. 1922-1931
- Stull, R. B.**, 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London
- Tackenberg, O.**, 2001. Methoden zur Bewertung gradueller Unterschiede des Ausbreitungspotentials von Pflanzenarten. - Modellierung des Windausbreitungspotentials und regelbasierte Ableitung des Fernausbreitungspotentials. – *Dissertationes Botanicae* 347. Cramer.
- Tackenberg, O., Kahmen, S. and Poschlod, P.**, 2003. Dandelion Seed Dispersal: The Horizontal Wind Speed Does Not Matter for Long-Distance Dispersal - it is Updraft! - *Plant Biology* 5: 451-454.
- Tetzlaff, G., Arnold, K., Raabe, A., Ziemann, A.**, 2002: Observations of area-averaged near-surface wind- und temperature-fields in real terrain using acoustic travel time tomography. *Meteorol. Z.*, 11:4, S. 273-283

Verwendung der Simulationsergebnisse des Modells SMART

K. Balogh, A. Ziemann, M. Wilsdorf und R. Viertel

Zusammenfassung:

Das Schallstrahlenmodell SMART (Sound Propagation Model for the Atmosphere using Ray Tracing) simuliert die Schallausbreitung in der Atmosphäre unter der Berücksichtigung der Einflüsse der frequenzabhängigen Schallabsorption in der Luft, des frequenzabhängigen Bodeneinflusses und der Refraktion durch vertikale Gradienten im Wind- und Temperaturfeld.

Die Ergebnisse des Modells werden zum Beispiel auf Truppenübungsplätzen zur Schallortung und zur Einschätzung der allgemeinen Schallausbreitungssituation verwendet. Des Weiteren wurde eine Untersuchung einer Regionalisierung von Schallausbreitungsverhältnissen durchgeführt. Daraus ergab sich eine Einteilung Deutschlands in verschiedene Gebiete mit unterschiedlichen mittleren Schallausbreitungsbedingungen. Die Schallquellenhöhe befand sich für diese Untersuchungen am Boden. SMART ist aber auch in der Lage die Schallausbreitung für weitaus höherliegende Schallquellen zu simulieren. So wurden Simulationen für die Emissionshöhe von 140 m durchgeführt. Es zeigten sich große Unterschiede zu einer bodennahen Schallausbreitung.

Summary:

The sound propagation model SMART (Sound Propagation Model for the Atmosphere using Ray Tracing) simulates the sound propagation in a stratified atmosphere. In addition to the geometrical spreading and the stratification of the atmosphere, the properties of the ground also strongly affect the sound propagation. Further the absorption in the air is dependent for the frequency of the sound signal.

The results of the model are used on drill grounds of the German Federal Armed Forces, on the one side for a locating of sound sources and on the other side for an estimation of the conditions of the sound propagation. Furthermore, there was a study to find regional differences in the model results. This leads to a classification of Germany in different areas with the same mean conditions for sound propagation. The sound source for this study was positioned at the ground surface.

SMART also can be used for the simulation of a sound propagation with a high-placed sound source. So there was a study for an emission height of 140 meter. There were shown great differences to a sound propagation near the ground.

1 Einleitung

Lärm zählt zu den schlimmsten Umweltproblemen der heutigen Zeit, da wir ihn direkt wahrnehmen. Er beeinflusst unsere Lebensqualität negativ und kann in extremen Fällen Gesundheitsprobleme oder sogar Dauerschäden (z.B. Schwerhörigkeit) hervorrufen. Ballungsräume sind besonders stark von Lärmbelastungen betroffen. Einer Studie des Ministeriums für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz

des Landes Nordrhein-Westfalen (APUG NRW, 2006) nach fühlen sich in Bottrop-Ebel 50 Prozent der Anwohner stark bzw. sehr stark vom Lärm belästigt. Als Lärmquellen werden vor allem der Lkw-Lärm und der Industrie-Lärm genannt. Der Stadtteil Ebel grenzt unmittelbar an die A 42 und wird von einer Hauptverkehrsstrasse durchquert, auf welcher über 5000 Autos /24 h verkehren sollen, wovon 10 Prozent Lkw sind. Diese Strasse ist der Hauptzubringer zu den Gewerbegebieten, wie zum Beispiel Thyssen Sonnenberg. Die Beurteilungspegel (Messpunkte an Häuserfassaden in 4 m Höhe) liegen hier am Tage (6-22 Uhr) bei 68 dB(A) und in der Nacht (22-6 Uhr) bei 59 dB(A). Nach dem 16. BImSchV darf der Pegel in Wohngebieten am Tag bei 59 dB(A) liegen und in der Nacht bei 49 dB(A). Die Immissionsgrenzwerte werden also am ganzen Tag deutlich überschritten. Dennoch leben die meisten Anwohner gern in Bottrop-Ebel und begrüßen jede Art von Lärminderung.

Dieses Beispiel zeigt, wie wichtig Überwachungen von Geräuschpegeln, Vorhersagen von Schallimmissionen und eine Verbesserung der Schallschutztechnik in der Umweltpolitik sind.

2 Beschreibung des Schallausbreitungsmodells

Das Schallausbreitungsmodell SMART nutzt die Ray-Tracing Methode (Schallstrahlenverfolgung), welche nur dann angewendet werden darf, wenn die Gesetzmäßigkeiten der geometrischen Akustik erfüllt sind. Nach Boone und Vermaas (1991) dürfen sich die Laplacesche Schallgeschwindigkeit und der Windvektor nur langsam in Relation zur Schallfrequenz ändern. Ein Schallstrahl stellt eine gekrümmte Linie dar, deren Tangenten in jedem Punkt mit der Ausbreitungsrichtung der Schallwelle übereinstimmen. Aufgrund der Linearisierung der Wellengleichung ist es möglich, jeden Schallstrahlenverlauf unabhängig von den anderen Strahlen zu berechnen. Die Differentialgleichung für einen Schallstrahlenverlauf in der x-z-Ebene, wie auch von SMART berechnet, lautet

$$\frac{dx}{dz} = \tan \alpha_2, \quad (1)$$

wobei α_2 den Refraktionswinkel des Schallstrahls darstellt. Dieser wird aus dem Brechungsgesetz für bewegte Medien bestimmt. Im Gegensatz zum gewöhnlichen Refraktionsgesetz nach Snellius, welches Gültigkeit in unbewegten Medien hat, wird im Modell SMART ein modifiziertes Refraktionsgesetz direkt für den Schallstrahl angewendet, da sich die Richtung der Wellenfront und der Wellennormale im bewegten Medium unterscheiden. Das Schallausbreitungsmodell SMART wurde zunächst für die Untersuchung der tieffrequenten Schallausbreitung im hörbaren Bereich (ab 16 Hz) bis zu einer Frequenz von 125 Hz entwickelt. Tieffrequenter Schall besitzt die Eigenschaft, sich unter Umständen über sehr weite Entfernungen ausbreiten zu können, da die Schallabsorption im Boden und in der Luft eine sehr geringe Rolle spielt. Mit dem Modell SMART wurde der gekoppelte Einfluss von Boden und Meteorologie auf die Schallausbreitung untersucht. Für derartige Untersuchungen ist es nötig, die Auswirkungen von möglichst vielen atmosphärischen Schichtungsverhältnissen auf die Schallausbreitung zu untersuchen. Das wird zum Beispiel durch eine Klassifizierung der atmosphärischen Schichtungsverhältnisse ermöglicht (s. Ziemann et al., 2001).

Bis zur Erstellung von Schalldruckpegeldämpfungskarten, welche die Schalldruckpegeldämpfungen in der x-y-Ebene rund um eine Schallquelle darstellen, sind zwei Berechnungsschritte notwendig. Der erste Schritt besteht in der Schallstrahlenverfolgung. Die Atmosphäre wird in viele geringmächtige Schichten mit der Ausdehnung von 10 cm – 50 cm abhängig von der Sender-Empfänger-Entfernung unterteilt. Innerhalb dieser Schichten wird das Temperatur- und das Windfeld als konstant betrachtet. Unter der Annahme horizontaler Homogenität haben die Schallstrahlen innerhalb dieser Schichten einen geradlinigen Verlauf. Nur an den Schichtgrenzen werden die Schallstrahlen infolge der vertikalen Gradienten im Wind- und Temperaturfeld refraktiert. Da Schallstrahlen mit unterschiedlichen Emissionswinkeln unterschiedlich auf die meteorologischen Effekte (s. Ziemann et al., 2001) und den Boden (s. Ziemann und Balogh, 2004) reagieren, müssen möglichst viele Schallstrahlenverläufe berechnet werden, wobei die Winkelauflösung immer höher wird, um so horizontaler die Schallausbreitung erfolgt.

Die vom Modell SMART berechneten Schallstrahlenverläufe dienen als Eingangsdaten für die Schalldämpfungsberechnung durch Kugelwellendivergenz und Schallstrahlenrefraktion (s. Ziemann und Balogh, 2004). Unter der Voraussetzung von Energieerhaltung bei der Schallausbreitung wird in einem sich aufweitenden Flächenausschnitt, der durch zwei Schallstrahlen mit unterschiedlichen Emissionswinkeln beschrieben wird, ein und derselbe Betrag an Schallenergie transportiert. Die Änderung des Schallintensitätspegels (Dämpfungspegel) im Immissionsniveau ist bei konstanter Schallabstrahlung nur vom Verhältnis der Querschnittsflächen (im zweidimensionalen Fall eine Gerade) der Schallröhre in einem Referenzabstand und in einem aktuellen Abstand von der Schallquelle abhängig (Brekhovskikh und Godin, 1992).

Die Dämpfungspegel werden in Abhängigkeit vom Abstand zur Schallquelle ermittelt und auf vorgegebene horizontale Abstandsintervalle aufgeteilt. Falls in einem solchen Intervall mehrere Dämpfungswerte gesammelt werden, werden die Werte, die am nächsten zur Intervallmitte liegen, logarithmisch und in Abhängigkeit vom Abstand zur Schallquelle gemittelt (s. Ziemann und Balogh, 2004). Als Endergebnis erhält man einen Dämpfungspegelwert pro Abstandsintervall (bezogen auf die Intervallmitte). Im Fall ohne meteorologischen Einfluss wird die bekannte Gesetzmäßigkeit der geometrisch bedingten Schallpegelabnahme um 6 dB bei Entfernungsverdopplung wiedergegeben.

Ausgehend von den Schallstrahlenberechnungen für verschiedene meteorologische Eingangsprofile werden horizontale Dämpfungspegelverteilungen (x-y-Ebene) für ein Immissionshöheniveau berechnet, wenn die Simulationen für verschiedene Azimutwinkel durchgeführt werden.

Neben den meteorologischen Bedingungen haben auch die Effekte, welche durch die Eigenschaften des Bodens hervorgerufen werden, einen großen Einfluss auf die Schallausbreitung im Freien. Des weiteren erlangt die Schallabsorption in der Luft mit zunehmender Entfernung von der Schallquelle eine größere Bedeutung. Diese Einflussfaktoren sind von der Frequenz des ausgesendeten Schallsignals abhängig. Aus diesem Grund wurde eine frequenzabhängige Berechnung der Schallabsorption im Boden und in der Luft in das Modell eingebunden (s. Balogh und Ziemann, 2005). Um das Modell für gutachterliche Zwecke anwendbar zu machen, wurde das Modell so gestaltet, dass die Mittenfrequenzen der Terzbänder in die Schallausbreitungsberechnung

nung eingebunden werden. Vor der Weiterentwicklung konnte die Schalldämpfungs-berechnung nur für einzelne Frequenzen erfolgen.

Schallstrahlen, die in Richtung Erdboden verlaufen, berühren diesen und werden an der Erdoberfläche reflektiert. Hierbei geht in der Regel durch Absorption ein Teil der Schallenergie verloren. Man unterscheidet in der Akustik zwischen schallharten, die keinen Schall absorbieren, und schallweichen Böden. Letztere reflektieren einen Teil der Schallenergie und absorbieren den anderen Teil der Schallenergie, abhängig von den physikalischen Eigenschaften des Erdbodens. Für eine Simulation der Schallausbreitung über einer Unterlage sind somit Kenntnisse über die Reflexionseigenschaften des Bodens nötig. Diese werden mit dem Reflexionskoeffizienten beschrieben.

Der Reflexionskoeffizient ist abhängig von der komplexen Impedanz (Wellenwiderstand) des Bodens, dem Einfallswinkel der Schallwelle und der Impedanz der Luft. Zur Bestimmung der Impedanz des Bodens wird das Ein-Parametermodell (akustischer Flusswiderstand) von Delany und Bazley (1970) genutzt.

Der Reflexionskoeffizient kann Werte zwischen -1 und $+1$ annehmen. Er beträgt $+1$, wenn die Schallausbreitung über schallhartem Boden stattfindet. Das bedeutet, dass es zu keiner Absorption von Schallenergie im Boden kommt. Für die Berechnung der Schalldämpfung durch den Boden muss der Reflexionsgrad eingeführt werden. Dieser entspricht dem quadrierten Reflexionskoeffizienten und kann einen maximalen Wert von 1 annehmen. Je größer der Reflexionsgrad ist, desto schallhärter reagiert der Boden auf die einfallende Schallwelle. Die Schallabschwächung durch den Bodeneinfluss steigt mit wachsender Schallfrequenz (s. Balogh und Ziemann, 2005).

Einen ebenfalls größer werdenden Einfluss mit steigender Schallfrequenz übt die Luftabsorption auf die Schallausbreitung aus. Diese wird im Modell SMART durch die Berechnungsvorschrift nach DIN ISO 9316-1 bestimmt. Sie ist abhängig von der Schallfrequenz, der Luftfeuchte, der Lufttemperatur und dem aktuellen Luftdruck. Für gutachterliche Zwecke sind eine Lufttemperatur von 10 °C und eine relative Luftfeuchte von 70% als Eingangsdaten zu nutzen (VDI-Richtlinie 2714).

3 Anwendungen des Modells in der Praxis

Aufgrund der geringen Rechenzeiten von SMART ist es möglich, innerhalb eines relativ kurzen Zeitabschnittes die Schalldämpfung für viele verschiedene Atmosphärenzustände zu simulieren. Die Eingangsdaten können dabei synthetisch erzeugte Daten sowie Messreihen sein. Gesetzlich geltende Richtlinien hingegen berücksichtigen jedoch nur sehr vereinfachte atmosphärische Schichtungsverhältnisse. Dadurch kann es zu Fehlvorhersagen kommen, wo der vorhergesagte Schallpegel geringer ist, als der tatsächlich gemessene Pegel (s. Balogh und Ziemann, 2005; Balogh 2006). Der Grund hierfür liegt in der negativen Zusatzdämpfung (Differenz der Dämpfungen zwischen einer Schallausbreitung mit und ohne vertikale Gradienten), das heißt Lärmverstärkung im Vergleich zu einer geradlinigen (von vertikalen Gradienten unbeeinflussten) Schallausbreitung. Da der meteorologische Einfluss auf die Schallausbreitung eine sehr große Rolle spielt, wenn die Schallemissionen sehr hoch und die Geräusche über sehr weite Entfernungen wahrnehmbar sind, werden die Simulationsergebnisse von SMART in der Wehrakustik in verschiedenen Bereichen angewendet (Wilsdorf et al., 2006, Ziemann und Balogh, 2006b).

Ein weiteres Problem der gesetzlichen Richtlinien ist der geltende Höhenbereich. In Deutschland soll für die Schallausbreitungsberechnung im Freien die Norm DIN ISO 9613 verwendet werden, diese wurde für den Höhenbereich < 30 Meter entwickelt und getestet. Es existieren jedoch Schallquellen, die weitaus höher liegen, wie zum Beispiel die Naben der modernen Windkraftanlagen. Basierend auf gemessenen vertikalen Profilen der Temperatur und des Windfeldes, wurde die Schallausbreitung für Windkraftanlagen mit einer Nabenhöhe von 140 Metern simuliert. Die Ergebnisse waren teilweise sehr überraschend und zeigten große Unterschiede im Vergleich zu einer bodennahen Schallausbreitung (Ziemann und Balogh, 2005, 2006a).

3.1 Wehrakustik

Menschen, die in der Nähe von Truppenübungsplätzen wohnen, beschwerten sich immer wieder über den Schiesslärm, der durch den Geschosknall (bei Explosion des Geschossladung), den Mündungsknall (durch Geschossbewegung mit Überschallgeschwindigkeit) und bei großkalibrigen Waffensystemen (z.B. Artillerie) durch die Explosion am Boden auftritt. Laut Grundsatzweisung für den Umweltschutz der Bundeswehr aus dem Jahre 1998 soll besonders der tieffrequente Schießlärm großkalibriger Waffen gemindert werden. Für alle Truppenübungsplätze sind Schallimmissionspläne zu erstellen und die Schiesslärmrichtlinie ist den Erfordernissen des Umweltschutzes anzupassen. Hierzu zählt zum Beispiel die Festlegung eines Maximalwertes wie oft innerhalb eines bestimmten Zeitraums ein vordefinierter Schallpegel überschritten werden darf. Da sich gerade der tieffrequente Schall über weite Strecken ausbreiten kann, ist es besonders wichtig die meteorologischen Bedingungen in die Schallausbreitungssimulation einzubeziehen. Durch eine präzise Vorhersage über die Schallausbreitungsverhältnisse können Überschreitungen des Maximalpegels verhindert werden, indem rechtzeitig ein Schiessverbot erteilt wird. Eine Klassifizierung der meteorologischen Größen (Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Temperatur) ermöglicht es, eine Schallimmissionsprognose für sehr viele meteorologische Profile zur Hand zu haben. Anhand von Sensitivitätsstudien (s. Ziemann et al., 2001) ergaben sich 7 Klassen für die vertikale Temperaturschichtung, 13 Klassen für die vertikale Verteilung der Windrichtung und 24 Klassen für den vertikalen Verlauf der Windrichtung. Die Kombination dieser Klassen liefert 1551 Profilklassen, die als Eingangsdaten für das Modell SMART dienen.

Die täglichen Messdaten werden dann anhand von definierten Bedingungen einer Klasse zugeordnet (s. Ziemann et al., 2001). Somit kann ein unkomplizierter und schneller Zugriff anhand der Visualisierungssoftware MetaVIS (**M**eteorological **a**ttenuation **V**ISualization) (s. Wilsdorf et al., 2005, 2006) auf die entsprechende Dämpfungskarte erfolgen.

Da die Schichtung der Atmosphäre regional nicht homogen verläuft und auch ein Unterschied im Tagesgang und im Jahresgang zu verzeichnen ist, wurden die regionalen und zeitlichen Unterschiede zunächst in der Häufigkeit des Auftretens der verschiedenen Klassen untersucht. Die benötigten Werte der Temperatur und des Windvektors wurden aus Radiosondenaufstiegen des Deutschen Wetterdienstes und der Bundeswehr (1990-2000) an verschiedenen Orten (verteilt über Deutschland) gewonnenen. Es zeigten sich große Unterschiede in der Tag-Nachtverteilung, die auf Grund des häufi-

geren Auftretens von nächtlichen Inversionen zu erwarten waren. Es stellte sich heraus, dass die Schallausbreitungsclassen nicht regional gleichverteilt sind. Somit ist es sinnvoll, Deutschland in Schallklimazonen einzuteilen und für jeden Truppenübungsplatz einen separaten Schallimmissionsplan zu erstellen. (Wilsdorf, 2005; 2006) Hierzu sind nun Schallausbreitungsberechnungen mit SMART nötig. Das Modell wurde mit folgenden Einstellungen initialisiert: vertikale Schichtdicke: 0,5 m; Anzahl Schichten: 1501, 2009 Schallstrahlen, 10° azimuthale Auflösung, Emissionswinkel: 17,8...89,998 Grad (mit zunehmender Emissionswinkelauflösung von 0,1 Grad bis 0,001 Grad), Ausdehnung Untersuchungsgebiet 15000 m mit einer Unterteilung in 250 m lange Intervalle, multiple Reflexion der Schallstrahlen am schallharten Boden, keine Luftabsorption, frequenzunabhängig). Wilsdorf et al. (2005, 2006) und Viertel et al. (2007, in diesem Heft) untersuchten die saisonalen und regionalen Unterschiede in den berechneten Dämpfungskarten. Ein Ergebnis ist, dass es durchaus Sinn macht, die Mittelungszeiträume zu verkürzen und statt des Jahresmittels ein Jahreszeitenmittel einzuführen.

Um eine Betrachtung der aktuellen und gemittelten Schallausbreitungssituation für einen bestimmten Truppenübungsplatz zu ermöglichen, wurde die Anwenderoberfläche MetaVIS erweitert (s. Wilsdorf et al., 2005). Die an den Truppenübungsplätzen benachbart liegenden Orte wurden aus dem UTM-Gitter, welches von der Bundeswehr benutzt wird, auf die Anwenderoberfläche von MetaVIS transformiert.

3.2 Unterstützung zur Schallortung; Artillerie

Schon im ersten Weltkrieg wurden zur Lokalisierung von Feuerstellungen Aufklärungsverfahren entwickelt. Während des zweiten Weltkrieges verlor die Beobachtung aus Fesselballonen an Bedeutung, da Lichtmess- und Schallmessverfahren zum Einsatz kamen. Auch heute werden diese Verfahren noch verbessert. Zur Qualitätsprüfung solcher Anlagen, die auf der Schallmesstechnik beruhen, sind umfangreiche Tests nötig. Die Grundsatzweisung für den Umweltschutz der Bundeswehr aus dem Jahre 1998 beinhaltet folgenden Absatz: „Die Verminderung des Lärms und anderer Emissionen ist auch aus Einsatzgründen geboten, wenn hohe Emissionen die Einsatzeffizienz der Soldaten beeinträchtigen.“ Die Einsatzeffizienz ist hier gefährdet, wenn solche Tests mit großkalibrigen Waffensystemen bei Wetterlagen durchgeführt werden, wo eine Schallortung (Erfassung des Schallpegels an verschiedenen Stellen um auf die Abschussstelle schließen zu können) unmöglich ist. Aus diesem Grund wurden für die 1551 meteorologische Klassen Schallausbreitungssimulationen bis in eine Entfernung von 20 km von der Schallquelle durchgeführt. Das Modell wurde wie folgt initialisiert:

Modellphysik: 2-dimensionales (vertikale und 1 horizontale Richtung) Schallstrahlenmodell

- mit verallgemeinerter Schallstrahlenrefraktion infolge einer (vertikal) geschichteten Atmosphäre
- mit (mehrfacher) Bodenreflexion am vollständig reflektierenden Boden

Auflösung:

- vertikaler Schichtenabstand: 0,5 m
- Emissionswinkel: 17,8...89,998 Grad

- Anzahl der Schallstrahlen: 2009
- Horizontale Auflösung der Dämpfungspegel: 250 m (erster Ausgabewert bei 375 m) bis 20 km Entfernung von der Schallquelle
- Azimutale Auflösung der Dämpfungspegel: 10 Grad

Ausgabewerte: Schalldämpfungspegel infolge Atmosphären- und Bodeneinfluss und bezogen auf einen Referenzwert in einem Abstand von 1 m von der Schallquelle

Neben den Schallpegeln sind auch die Schalllaufzeiten und die Schallwege für die Artillerieortung von Interesse. In Abbildung 1 sind die Differenzen zur Laufzeit und zum Laufweg für den geraden Schallstrahl für die 5 am häufigsten aufgetretenen Klassen in Meppen dargestellt. Die Berechnungen wurden nur für den ersten Teil des Schallstrahls durchgeführt, wo noch keine Schallreflexion am Boden vorgekommen ist. Nach dem Fermatschen Prinzips muss diese Laufzeitdifferenz negativ sein, da der Schall dem Wege folgt, auf dem die Laufzeit minimal ist. Die Laufzeitdifferenz verstärkt sich mit größer werdender Entfernung von der Schallquelle (Ziemann und Balogh, 2006b). Die in den großen Entfernungen auftretenden Werte sind darauf zurückzuführen, dass einige Schallstrahlen in der Atmosphäre in Richtung des Erdbodens gebrochen werden und somit in größeren Entfernungen erneut das Immissionsniveau durchlaufen. Die maximale Differenz zwischen den Laufzeiten liegt bei ca. 0,2 s in 20 Kilometer Entfernung von der Schallquelle.

Auf der rechten Seite der Abbildung 1 ist die Laufwegdifferenz zum geradlinigen Schallstrahl dargestellt. In geringen Entfernungen, wo die Schallstrahlen den Immissionsniveau direkt von der Schallquelle aus durchlaufen, sind die Differenzen sehr klein. Erst in größeren Entfernungen, wo die Schallstrahlen auf Grund der Abwärtsrefraktion das Immissionsniveau zum zweiten Mal durchlaufen, treten relativ hohe Differenzen auf.

Eine Abwärtsrefraktion der Schallstrahlen bewirkt eine negative Zusatzdämpfung (Differenz zwischen Dämpfung mit und ohne Atmosphärenstruktur). Es ist mit einer verstärkten Schallimmission durch den Einfluss der Atmosphärenstruktur zu rechnen.

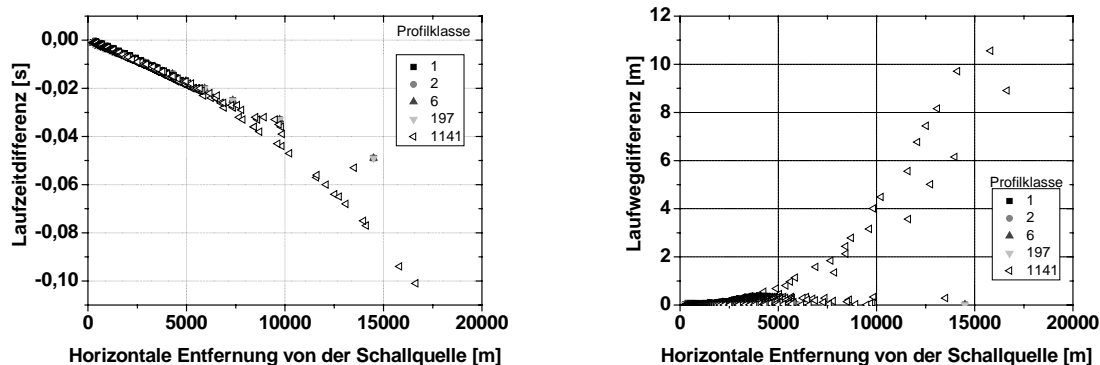


Abbildung 1: Vergleich von Schallparametern zwischen dem geraden und dem entsprechend der Vertikalgradienten der meteorologischen Größen gebogenen Schallstrahl für verschiedene Profilklassen. Links: Laufzeitdifferenz (gebogen-gerade), Rechts: Laufwegdifferenz (gebogen-gerade) [aus Ziemann und Balogh, 2006b].

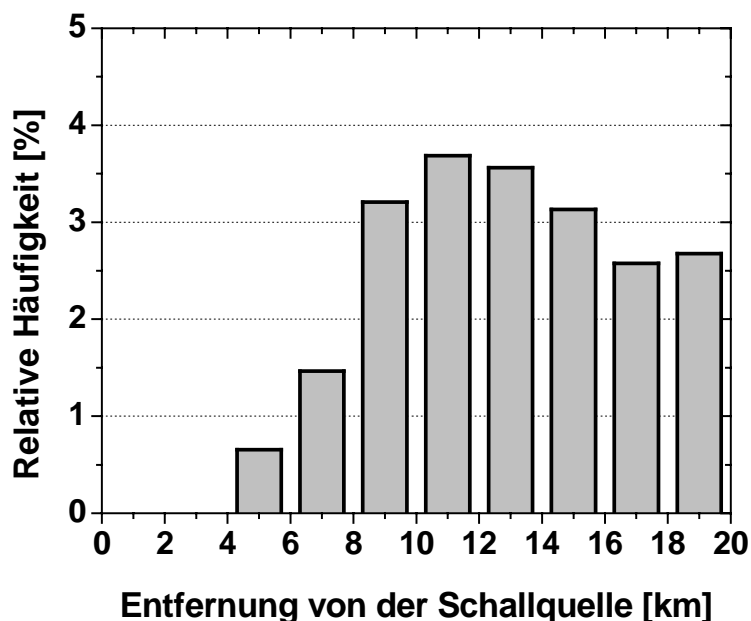


Abbildung 2: Relative Häufigkeit des Auftretens einer Zusatzdämpfung $<-1\text{ dB}</math> für die 110 am häufigsten in Meppen aufgetretenen Profilklassen [aus Ziemann und Balogh, 2006b].$

In Abbildung 2 ist die relative Häufigkeit des Auftretens einer Zusatzdämpfung $<-1\text{ dB}</math> für die 110 am häufigsten in Meppen aufgetretenen Profilklassen in Abhängigkeit zur Entfernung von der Schallquelle dargestellt. Eine Lärmverstärkung tritt am häufigsten in größerer Entfernung vom Emissionsort auf. Hier treffen die Schallstrahlen zusammen, die aus größeren Höhen in der Atmosphäre zurück zur Erdoberfläche gebrochen wurden und solche, die sich durch Bodenreflexion entlang der Erdoberfläche ausgebreitet haben und bilden eine Fokussierungszone.$

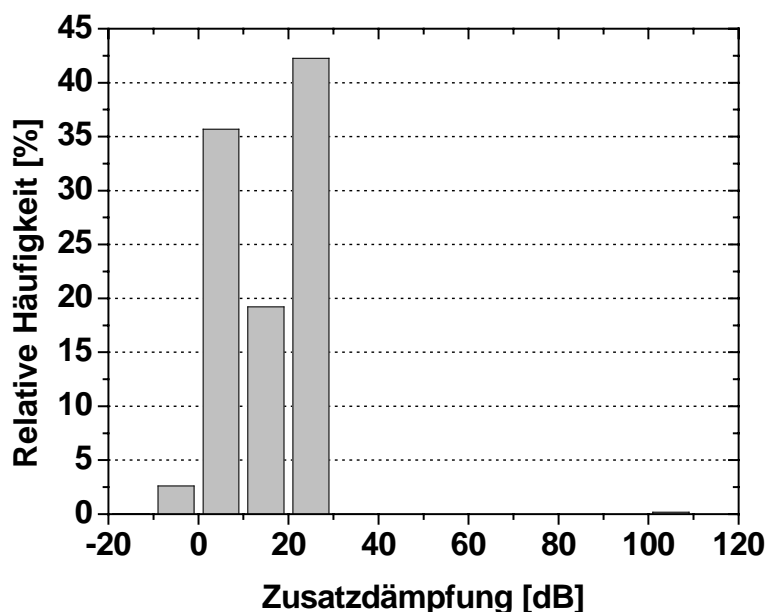


Abbildung 3: Relative Häufigkeit des Auftretens bestimmter Werteklassen der Zusatzdämpfung infolge Schallstrahlenrefraktion und Bodenreflexionen für die 110 am häufigsten in Meppen aufgetretenen Profilklassen [aus Ziemann und Balogh, 2006b].

In Abbildung 3 ist die relative Häufigkeit des Auftretens bestimmter Werteklassen der Zusatzdämpfung infolge Schallstrahlenrefraktion und Bodenreflexionen für die 110 am häufigsten in Meppen aufgetretenen Profilklassen. Es wird sofort ersichtlich, dass die Atmosphärenstruktur im Mittel lärmindernd wirkt.

3.3 Windkraftanlagen

Der Bau von Windkraftanlagen (WKA) muss vorher genehmigt worden sein. Für eine Bewilligung muss der Nachweis darüber erbracht werden, dass von der Windkraftanlage keine gesundheitsschädlichen Umwelteinflüsse ausgehen. Im Genehmigungsverfahren für den Bau von Windenergieanlagen ist zum Schutz der Anwohner sicherzustellen, dass die Schallimmissionswerte (nach TA Lärm) eingehalten werden. Die Messung des Schallpegels und der Tonhaltigkeit erfolgen nach verschiedenen Richtlinien in der meteorologischen Standardmesshöhe für Wind, in 10 m Höhe (nicht in Nabenhöhe), und bei den Windgeschwindigkeiten 6 m/s, 7 m/s, ..., 10 m/s bzw. bis zum Erreichen der 95%-igen Nennleistung. Demgegenüber befindet sich jedoch die bestimmende Geräuschquelle einer WKA in Nabenhöhe (ca. 70 m- 140 m).

Die Schallabstrahlung einer Windkraftanlage ist abhängig von der Form der Rotorblätter und deren Spitzen (Klug et al., 1997). Durch die Bewegung in der turbulenten Luft werden aerodynamische Geräusche erzeugt. Das Getriebe stellt die primäre mechanische Geräuschquelle dar, unterschiedliche Materialien und Formen beeinflussen nicht nur die Intensität der Geräusche, sondern haben auch Auswirkungen auf die abgestrahlten Frequenzen. Weitere Geräuschquellen sind der Generator, der Lüfter und das Hydrauliksystem.

Wenn ein neuer Prototyp einer Windkraftanlage auf den Markt kommen soll, müssen die oben genannten Messungen durchgeführt werden. Da oft nur eine Anlage getestet wird, müssen später vor Ort Nachmessungen durchgeführt werden.

Um eine Erhöhung der Planungssicherheit gewährleisten zu können, werden Schallimmissionsprognosen erstellt. Diese richten sich nach VDI-Richtlinie 2714 (Schallausbreitung im Freien), VDI-Richtlinie 2058 Blatt1 (Beurteilung von Arbeitslärm in der Nachbarschaft), TA Lärm und DIN ISO 9613-2 (Dämpfung des Schalls bei der Ausbreitung im Freien). Da diese Richtlinien für den Höhenbereich < 30 Meter entwickelt und getestet wurden, können hieraus Probleme resultieren.

Im Rahmen einer Studie (s. Ziemann und Balogh, 2005, 2006a) wurden für verschiedene meteorologische Eingangsprofile, welche aus den Daten (2003, Meteorologisches Observatorium Lindenberg) eines 11 m Messmastes, eines 99-Meter-Messmast und aus den Messwerten eines SOADR/RASS-Systems berechnet wurden, die Zusatzdämpfung für die Mittenfrequenzen der Terzbänder zwischen 63 Hz und 3150 Hz infolge des Vorhandenseins vertikaler Gradienten im Wind- und Temperaturfeld und Schalldämpfung am Boden sowie in der Luft berechnet. Hierzu wurde das Modell wie folgt initialisiert:

Modellphysik: 2-dimensionales (vertikale und 1 horizontale Richtung) Schallstrahlenmodell

- mit verallgemeinerter Schallstrahlenrefraktion infolge einer (vertikal) geschichteten Atmosphäre
- mit (mehrfacher) Bodenreflexion am reflektierenden Boden
- Luftabsorption nach DIN ISO 9613-1

Auflösung:

- vertikaler Schichtenabstand: 0,1 m
- Emissionswinkel: -89,998 (Schallabstrahlung nach unten)...89,998 Grad
- Anzahl der Schallstrahlen: 10800
- Emissionshöhe 140 m
- Immissionsniveau 5 m
- Horizontale Auflösung der Dämpfungspegel: 100 m (erster Ausgabewert bei 300 m) bis 2 km Entfernung von der Schallquelle
- Azimutale Auflösung der Dämpfungspegel: 10 Grad

Ausgabewerte:

Schalldämpfungspegel für die Mittenfrequenzen der Terzbänder 63 Hz – 3150 Hz infolge Atmosphären- und Bodeneinfluss bezogen auf einen Referenzwert in einem Abstand von 1 m von der Schallquelle

Die Simulationsergebnisse wurden auf saisonal bedingte Unterschiede und tageszeitliche Schwankungen untersucht, indem die relativen Häufigkeiten des Auftretens negativer Zusatzdämpfungen, das heißt Lärmverstärkungen im Vergleich zu einer geradlinigen Schallausbreitung, im Winter, Frühjahr, Sommer und Herbst gegeneinander dargestellt wurden (s. Ziemann und Balogh, 2005). Die Ergebnisse sind teilweise sehr überraschend. Sie weichen teilweise stark von den Kenntnissen zur bodennahen Schallausbreitung ab. Da die Schallquelle oft oberhalb der Inversionsgrenze lag, kam es in der Gegenwindrichtung zu einer verstärkten Aufwärtsrefraktion der Schallstrahlen und in der Mitwindrichtung zu einer Abschwächung der Brechung der Schallstrahlen in Richtung des Erdbodens, bei einem dominierenden Temperatureinfluss sogar zur Umkehr der Refraktionsrichtung. Für die größte Überraschung sorgten die relativen Häufigkeiten negativer Zusatzdämpfungen im Sommer. Der Grund hierfür ist die besondere Wetterlage im Sommer 2003, welcher als Rekordsommer in die Geschichte einging. Da Europa unter dem Einfluss eines starken Hochdruckgebietes lag, gab es in der Nacht starke Temperaturinversionen, die am Tag als freie Inversionen in der Atmosphäre vorzufinden waren.

In Abbildung 4 ist das Monatsmittel (Juli) der Zusatzdämpfung durch den Boden und die Struktur der Atmosphäre dargestellt. Der Monat Juli wurde von westlichen Windrichtungen dominiert. Der schraffierte Bereich zeigt die Zone um die Schallquelle mit negativen Zusatzdämpfungen. Diese entspricht nicht der üblichen Ausdehnung, die zum Beispiel eine bodennahe Schallausbreitung aufweist.

Ein Grund dafür besteht darin, dass die nahezu horizontal abgestrahlten Schallstrahlen schon in der Atmosphäre totalreflektiert werden und somit nicht durch das Immissionsniveau gelangen. Das führt zur positiven Zusatzdämpfung in der Mitwindrichtung. Die Lärmverstärkung (negative Zusatzdämpfung) in der Gegenwindrichtung ist durch die Drängung der in Richtung Boden abgestrahlten Schallstrahlen zu erklären. Im Wintermonat Januar zeigt sich ein ähnliches Bild (s. Abbildung 5). Die vorherrschende Windrichtung war hier jedoch Südwest.

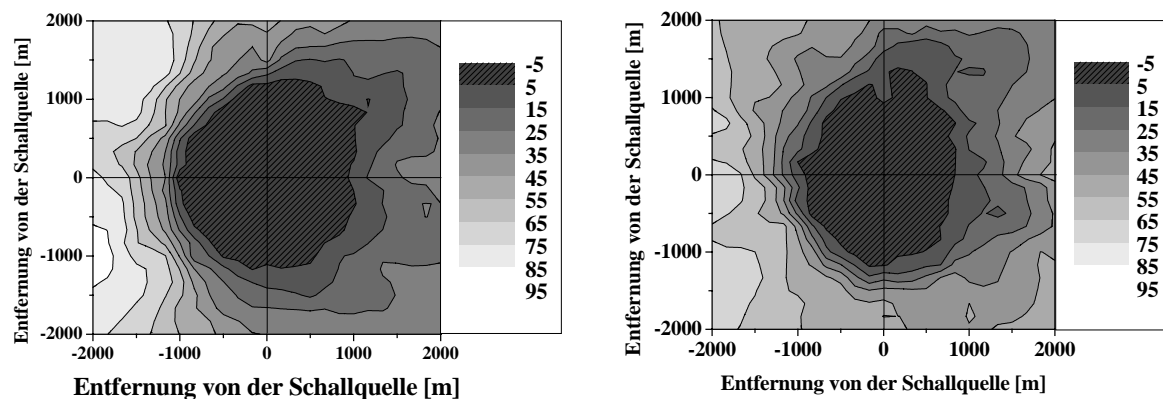


Abbildung 4: Zusatzdämpfung durch den Boden und die Struktur der Atmosphäre im Monatsmittel Juli (1000 Hz); links: Tag; rechts: Nacht.

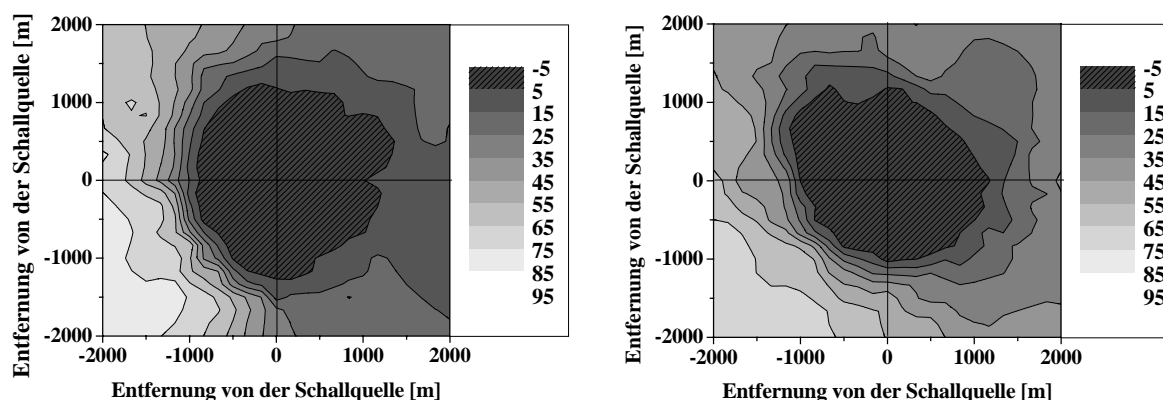


Abbildung 5: Zusatzdämpfung durch den Boden und die Struktur der Atmosphäre im Monatsmittel Januar (1000 Hz); links: Tag; rechts: Nacht.

4 Schlussfolgerungen

Die verschiedenen Untersuchungen haben ein Ergebnis gemeinsam. Sie zeigen, dass eine stark vereinfachte Betrachtung der meteorologischen Bedingungen nicht ausreichend ist. Es wurde festgestellt, dass auch regionale und zeitliche Unterschiede in den Schallausbreitungsbedingungen betrachtet werden müssen.

Außerdem ergaben sich überraschend auffällige Unterschiede zwischen einer Schallausbreitung in Bodennähe und einer Schallausbreitung mit einer hochliegenden Schallquelle. Bei letzterer gewinnen Ober- und Untergrenzen von Inversionen eine sehr große Bedeutung.

Danksagung:

Hiermit danken wir dem Bundesministerium für Verteidigung, dem Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen sowie der Firma Thales in Pforzheim für die finanzielle Unterstützung der Studien, deren Hauptergebnisse in dieser Arbeit vorgestellt wurden.

Literatur:

- Balogh, K. u. Ziemann, A., 2005: Einfluss von Atmosphäre und Boden auf die Schallausbreitung im Freien. Wiss. Mit. aus dem Institut für Meteorol. der Universität Leipzig, 36, 11-26.
- Balogh, K., Ziemann, A. und Daniel, D.: 2006, Influence of Atmospheric Refraction on Pulse Propagation Over a Flat Ground Surface, *Acta Acustica* 92, 848-852.
- Boone, M.M. und Vermass, E.A., 1991: A new ray-tracing algorithm for arbitrary inhomogeneous and moving media, including caustics. *J. Acoust. Soc. Am* 90, 2109-2117.
- Brekhovskikh, L.M. und Godin, O.A., 1992: Acoustics of layered media II. Point sources and bounded beams. Springer Series on wave phenomena, Volume 13, Springer-Verlag, Berlin, 395 S..
- Bundes-Immissionsschutzgesetz (BImSchG), 1974: BGBl I 1974, 721, 1193 Neugefasst durch Bek. v. 14.5.1990 I 880, zuletzt geändert durch Art. 49 V v. 29.10.2001 I 2785.
- Bundesministerium der Verteidigung, 1998: Grundsatzweisung für den Umweltschutz der Bundeswehr, S. 7
- Delany, M.E. und Bazley, E.N., 1970: Acoustical properties of fibrous absorbent materials, *Applied Acoustics* 3, 105-116.
- DIN ISO 9613-2, 1999-10, Dämpfung des Schalls bei der Ausbreitung im Freien. Beuth-Verlag.
- Klug, H. und Gabriel, J., 1997: Geräuschminderung bei Windenergieanlagen durch Modifikation der Blattspitze, der Blatthinterkante und des Anstellwinkels. *DEWI-Magazin* Nr. 11, 1997, S. 70-75.
- Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen, 2006: Möglichkeiten und Grenzen der Stadtplanung am Beispiel Bottrop-ebel, APUG NRW
- TA Lärm, 1968, 1998: Allgemeine Verwaltungsvorschrift über genehmigungsbedürftige Anlagen nach §16 der Gewerbeordnung - GewO. Technische Anleitung zum Schutz gegen Lärm, 16.07.1968. Sechste Allgemeine Verwaltungsvorschrift zum Bundes-Immissionsschutzgesetz (Technische Anleitung zum Schutz gegen Lärm - TA Lärm), 26.08.1998.
- VDI-2058, Blatt 1, 1985: Beurteilung von Arbeitslärm in der Nachbarschaft. Beuth-Verlag.
- VDI-2714, 1988: Schallausbreitung im Freien. VDI-Verlag, Düsseldorf, 18 S..
- Wilsdorf, M., Ziemann, A. und Balogh K.: 2005, Regionale Unterschiede durch den Einfluss von Wind und Temperatur, *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 37, 89-99.
- Wilsdorf, M., Viertel, R., Ziemann, A. und Raabe, A.: 2006, Meteorologisches Beratungsverfahren für akustische Messungen bei der Bundeswehr, Abschlussbericht zur Studie im Auftrag des Bundesministeriums f. Verteidigung, 35 S.
- Viertel, R., und Wilsdorf, M.: 2007, Ein Bewertungsverfahren für Schallimmissionen unter Einbeziehung des Atmosphärenzustandes *Wiss. Mit. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, diese Ausgabe

- Ziemann, A., Arnold, K., und Raabe, A.: 2001, Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen beim Lärmschutz, Wiss. Mit. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 22, 35-49.
- Ziemann, A.: 2002, Zum Einfluss vertikaler Gradienten meteorologischer Größen auf die Laufzeit von akustischen Signalen zwischen Schallquellen und Schallempfängern in der bodennahen Atmosphäre, Wiss. Mit. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 26, 31-42.
- Ziemann, A.: 2003, Auswirkungen unterschiedlicher Schallausbreitungsmodelle auf die Lärmprognose, Wiss. Mit. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 30, 61-72.
- Ziemann, A., Balogh, K.: 2004, Schallimmissionsprognose über einer schallharten Oberfläche, Wiss. Mit. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 34, 59-70.
- Ziemann, A. und Balogh, K., 2005: Studie zum Einfluss hoher Schallquellen auf die Schallausbreitung. Abschlussbericht zum Werkvertrag-Nr. 81/05, Auftrag Nr. 52096, Studie im Auftrag des Landesumweltamtes NRW, 11 S..
- Ziemann, A. und Balogh K.: 2006a, Gekoppelter Atmosphäre-Boden-Einfluss auf die Schallausbreitung einer höher liegenden Schallquelle, Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 37, 81-88.
- Ziemann, A. und Balogh K.: 2006b, Studie zur Schallausbreitung in der Atmosphäre. Abschlussbericht zur Studie im Auftrag der Fa. Thales Pforzheim, 20 S..

Adresse:

Kati Balogh (balogh@uni-leipzig.de),
Astrid Ziemann (ziemann@uni-leipzig.de),
Michael Wilsdorf (mwils@uni-leipzig.de),
René Viertel (viertel@uni-leipzig.de)

Universität Leipzig
Institut für Meteorologie
Stephanstrasse 3
04103 Leipzig

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig Bd. 41

Untersuchung der Schallimmission im Zentrum von Leipzig

Astrid Ziemann, Christian Wehner und Manuela Barth

Zusammenfassung:

Negativ empfundene Schallereignisse, d.h. Lärm, sind nach wie vor eines der bedeutendsten Umweltprobleme besonders in urbanen Räumen. Die Ausbreitung von Schallwellen findet, abgesehen von Wechselwirkungen mit dem Boden, in der Atmosphäre statt und wird durch deren Struktur beeinflusst. Eine maßgebliche Rolle spielt dabei die raum-zeitliche Variabilität der meteorologischen Größen Temperatur, Windvektor sowie Luftfeuchtigkeit, die durch Brechung, Streuung und Absorption zu einer verstärkten oder verringerten Schallimmission an einem Ort führen kann.

Im Rahmen einer Schülerarbeit ("Besondere Lernleistung") wurden Schallpegelwerte an mehreren Messpunkten auf dem Gelände des Leipziger Instituts für Meteorologie bei verschiedenen Atmosphärenzuständen aufgenommen. Erste Auswertungen der Messergebnisse werden in dieser Studie vorgestellt.

Summary:

Noise is one of the most important environmental problems especially in urban regions. The propagation of sound waves takes place in the atmosphere, apart from interactions with the ground surface, and is influenced by the atmospheric structure. Thereby, the spatial and temporal variability of meteorological quantities like temperature, wind vector and air moisture leads to refraction, scattering and absorption and thereupon to an increased or decreased noise exposure.

Within the scope of a pupil's work sound level measurements were carried out on different places at the site of Leipzig Institute of Meteorology during variable atmospheric conditions. First results are presented in this study.

1 Einleitung

Unter der Bezeichnung Lärm versteht man Geräusche, die zu Beeinträchtigungen des Wohlbefindens führen. Darüber hinaus geben zahlreiche wissenschaftliche Studien deutliche Hinweise auf die gesundheitsschädliche Wirkung von Lärm bei belasteten Bevölkerungsgruppen (UBA, 2006). Ob Geräusche bzw. Schallwellen als störend wahrgenommen werden, hängt dabei nicht nur vom Wert der physikalischen Schallfeldgrößen sondern auch von den persönlichen Dispositionen und Intentionen ab.

Für die Menschen in Deutschland stellt Lärm eine der bedeutendsten Umweltbeeinträchtigungen dar. Am häufigsten fühlt man sich von Straßenverkehrslärm belästigt (79% in den neuen Bundesländern, siehe UBA, 2006), der insbesondere in Städten ein ungelöstes Umweltproblem mit Langzeitauswirkungen ist.

Die Ausbreitung der Schallwellen von der Schallquelle bis zu einem Empfänger findet für die wichtigsten Lärmarten, wie z.B. Straßenverkehrslärm und Fluglärm, in der Atmosphäre statt. Je länger der Schallweg ist, desto größer ist auch der Einfluss der Atmosphärenstruktur auf die Schallausbreitung. Die zeitlich und räumlich variablen meteorologischen Größen, insbesondere Lufttemperatur, Windvektor und spezifische Luftfeuchte, haben damit eine große Bedeutung für die Bestimmung der Lärmbelas-

tung an einem Ort (siehe z.B. Salomons, 2001, Ziemann und Balogh, 2004). Die Richtung der Schallwellenausbreitung wird z.B. über den Vorgang der Brechung durch das vertikale Profil von Lufttemperatur und Windvektor bestimmt. Durch Turbulenz werden Schallwellen in unterschiedliche Richtungen gestreut. Beide Vorgänge können zu einer Vergrößerung oder zu einer Verringerung der Schallimmission an einem Ort im Vergleich zu einer homogenen und konstanten Atmosphärenstruktur führen. Temperatur- und Luftfeuchtefeld nehmen außerdem Einfluss auf die Schallabsorption, bei der es immer zu einer Verringerung der empfangenen Schallenergie kommt (siehe DIN, 1996, Balogh und Ziemann, 2005).

Um die Schallausbreitung bei verschiedenen Atmosphärenzuständen und die damit verbundene Schallimmission im urbanen Raum zu untersuchen, wurden während einer Schülerarbeit im Rahmen der „Besonderen Lernleistung“ (BeLL) Messungen des Schallpegels im Zentrum von Leipzig zu verschiedenen Terminen über ein Jahr verteilt durchgeführt (siehe Wehner, 2007). Erste Ergebnisse dieser Arbeit werden im Folgenden vorgestellt.

2 Schallpegelmessung

Der Schalldruckpegel L_p , oft einfach Schallpegel genannt, ist ein logarithmisches Maß zur physikalischen Beschreibung eines Schallereignisses (z.B. Salomons, 2001):

$$L_p = 10 \cdot \log \left(\frac{p^2}{p_0^2} \right) \quad (1)$$

Dabei ist p der Schalldruck und p_0 ein Referenzwert, der für Luft 20 μPa beträgt. Dieser Wert für den Schalldruck entspricht bei einer Frequenz von ca. 1 kHz der unteren Hörschwelle des Menschen mit einem Pegel von 0 dB. Die menschliche Schmerzschwelle liegt bei ca. 120 dB.

Bei mittleren und hohen Pegeln und Frequenzen wird ein Schalldruckpegel-Unterschied von 10 dB in etwa als doppelte Lautstärke wahrgenommen. Unterschiede von 3 dB sind noch deutlich hörbar. Die empfundene Lautstärke (Lautheit) hängt hierbei nicht nur vom Schalldruckpegel ab, sondern auch vom Frequenzspektrum des Schallsignals und von dessen zeitlichen Verlauf. So werden Einzeltöne wesentlich lauter wahrgenommen als breitbandige Schallsignale mit gleichem Schalldruckpegel. Auch werden Schallsignale mit stark veränderlichem Pegel wesentlich lauter wahrgenommen als gleichförmige Schallsignale mit gleichem Mittelungspegel. Dieser Unterschied zwischen der psychoakustischen Größe Lautheit und der physikalischen Messgröße Schalldruckpegel wurde bei der Auswertung der Messungen teilweise durch eine spezielle Frequenzbewertung (A-Bewertung) berücksichtigt (z.B. Pierce, 1989). In diesen Fällen sind die Pegelwerte mit dB(A) gekennzeichnet (s. Abb. 5, Kapitel 2.3).

2.1 Messgeräte

Für die Messung und Aufzeichnung des Schallpegels wurden 2 kommerzielle Systeme benutzt.

Zum einen wurde ein Gerät der Firma Brüel&Kjaer (B&K), ein PULSE Multi-Analyzer System, verwendet. PULSE ist ein System auf PC-Basis für Geräuschmessungen. Das verwendete portable Gerät vom Typ 3560-B-020 ist ein LAN basiertes

Multikanalsystem, dessen Leistungsfähigkeit mit der Entwicklung neuer PC-Generationen wächst. Alle Berechnungen werden auf den zentralen PC-Prozessor verlagert. Das verwendete Frontend besitzt 5 Mikrofoneingänge, von denen maximal 2 genutzt wurden. Mit der zugehörigen PULSE Software ist es möglich, die Schalldruckpegel frequenz aufgelöst (hier: 1/3 Oktaven) und darüber hinaus das gesamte Zeitsignal des Schalldruckverlaufs aufzuzeichnen. Für die meisten Messungen wurde in einem Frequenzbereich von 20 Hz - 20 kHz (jeweils Mittenfrequenz im Frequenzband), also dem hörbaren Teil des Spektrums, mit einer Zeitauflösung von 1 s gemessen.

Zum anderen wurde speziell für Vergleichsmessungen eine akustische Vielkanalmesskarte der Gerätefamilie HARMONIE der Firma SINUS Messtechnik GmbH (SINUS) eingesetzt. Die spezielle Software für Schallpegeluntersuchungen gestattete die Aufzeichnung eines Gesamtschallpegels (nicht frequenz aufgelöst) mit einem einzelnen Mikrofon bei hoher Abtastfrequenz (200 Hz) des Schallsignals.

Um mögliche Abweichungen zwischen den Messreihen aufgrund unterschiedlicher Mikrofontypen auszuschließen, wurden für beide Messsysteme die gleichen Mikrofone verwendet. Zum Einsatz kamen dabei Freifeldmikrofone des Typs 4189-A-021 der Firma Brüel&Kjaer. Bei Außenmessungen wurde ein Windschutz zur Abschirmung der Mikrofone vor unerwünschten Windeinflüssen verwendet.

2.2 Messdaten

Verschiedene Messreihen des Schallpegels wurden im Jahr 2006 an speziellen BeLL-Tagen, die ca. alle 2 Wochen im Leipziger Institut für Meteorologie (LIM) stattfinden, aufgenommen. Das LIM befindet sich in der Stephanstraße 3, ca. 1 km südöstlich vom Leipziger Stadtzentrum entfernt. Es grenzt an eine Kleingartenanlage in stadtauswärtiger Richtung sowie an Wohn- und Bürogebäude in Richtung Innenstadt. Die gemessenen Schallpegel können damit als typische Werte für einen zentrumsnahen Wohnstandort angesehen werden.

Untersucht wurden die möglichen Unterschiede zwischen den Systemen von B&K und SINUS, die Schallimmission am Tage und in der Nacht bei verschiedenen meteorologischen Bedingungen sowie die Abschwächung der Schallpegelwerte vom Freien in den Innenraum. Die Dauer der Messreihen lag tagsüber durchschnittlich bei 30 min. Längere Messungen über einige Stunden Dauer wurden nachts bzw. für einzelne Vergleichsmessungen durchgeführt.

Die Vergleichsmessungen zwischen den beiden Gerätetypen B&K und SINUS erfolgte an mehreren unterschiedlichen Messstandorten. Messreihen wurden z.B. im Innenraum, weitere im Freien auf dem Turm des LIM aufgenommen.

Tagsüber wurden Messungen an der Stephanstraße und im Garten mit dem System von B&K durchgeführt (siehe Abb. 1). Ein Mikrofon befand sich dabei an der Stephanstraße, die zu den Zeiten der durchgeführten Messungen meist stark befahren war. Das zweite Mikrofon befand sich im Abstand von ca. 25 m vom ersten Mikrofon im Garten, also im Hinterhof des Grundstücks des LIM. Dort war es zum einen durch das Hauptgebäude und die anliegenden Garagen sowie durch einige Bäume und Sträucher von der Straße „abgeschirmt“.



Abb. 1: Mikrofonstandorte für die Messungen auf dem Gelände des LIM: links an der Stephanstraße, rechts im Garten.

Während der Untersuchungen begannen im zeitigen Frühjahr Hausbauarbeiten an der Ecke Stephanstr./Seeburgstr. nordwestlich der Messstation an der Straße und Ende März Baggerarbeiten nördlich der Messstation im Garten. Die Bauarbeiten dauerten mit unterschiedlicher Intensität über den gesamten Messzeitraum an. Besonders die Baggerarbeiten könnten sich dabei auf beide Messstellen ausgewirkt haben, da eine freie Schallausbreitung von der Baustelle möglich war.

Die Vergleichsmessung der Schalldruckpegel zwischen Innenraum und Außenraum erfolgte im Nebengebäude des LIM. Dabei wurde ein Mikrofon auf der äußeren Fensterbank in der 1. Etage und ein weiteres zentral im Innenraum in Kopfhöhe einer sitzenden Person angebracht. Auch diese Messungen erfolgten mit dem System von B&K.

Zusätzlich zu den frequenz aufgelösten Schallpegelwerten wurde der Gesamtschallpegel über alle Frequenzen bestimmt. Aufgrund der Pegeldefinition (siehe Gleichung (1)) ergibt sich der Gesamtschallpegel aus den einzelnen Pegelwerten $L_{p,i}$ für m Frequenzbänder aus:

$$L_{p_{Gesamt}} = 10 \cdot \log \sum_{i=1}^m \left(10^{\frac{L_{p,i}}{10}} \right) \quad (2)$$

Einen mittleren Schallpegel über n Messungen (energetischer Dauerschallpegel) bestimmt man mit:

$$L_{p_{Mittel}} = 10 \cdot \log \left(\left(\frac{1}{n} \right) \cdot \sum_{i=1}^n \left(10^{\frac{L_{p,i}}{10}} \right) \right) \quad (3)$$

3 Ergebnisse

Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden die Schallpegelwerte für die folgenden Darstellungen über einen Zeitraum von 5 s bzw. 60 s gemittelt.

3.1 Vergleich von Messgeräten

Mehrere Messungen wurden unter verschiedenen Bedingungen mit den Messgeräten B&K sowie SINUS durchgeführt. Beispielhaft werden hier Ergebnisse von Langzeitmessungen am 19.12.2006 sowie 21./22.12.2006 gezeigt. Die Systeme wurden mit je einem Mikrofon betrieben, wobei sich die Mikrofone in sehr geringer Entfernung voneinander befanden.

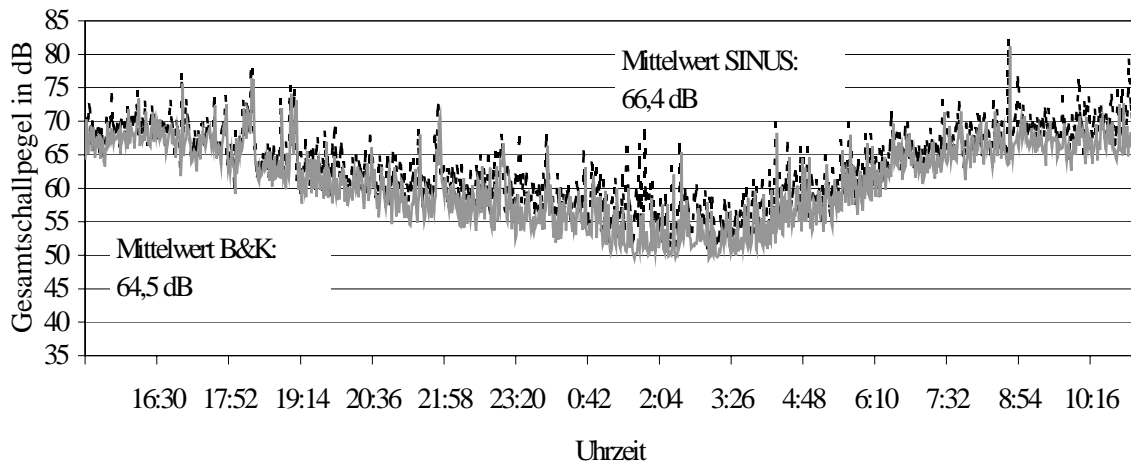


Abb. 2: Vergleich der Gesamtschallpegelmessung (1 min-Mittelwert) auf dem Turm des LIM am 21./22.12.2006, Messungen mit den Systemen B&K (durchgezogen, grau) sowie SINUS (gestrichelt).

Die Auswertung der Pegelverläufe (siehe Abb. 2) zeigt, dass diese im Wesentlichen parallel verlaufen. Die Schallpegel, die mit dem System SINUS aufgenommen wurden, sind jedoch um ca. 2 dB höher als die Messwerte von B&K. Dieser (kaum hörbare) Unterschied kann zumindest teilweise durch die unterschiedlichen Frequenzbereiche erklärt werden, in denen die Schallpegel aufgezeichnet wurden. Die Aufzeichnung begann für die Messungen beim B&K System bei einer Mittenfrequenz von 20 Hz (ungefähr menschliche Hörschwelle). Dagegen zeichnet SINUS bereits ab einer Frequenz von ca. 0,15 Hz auf.

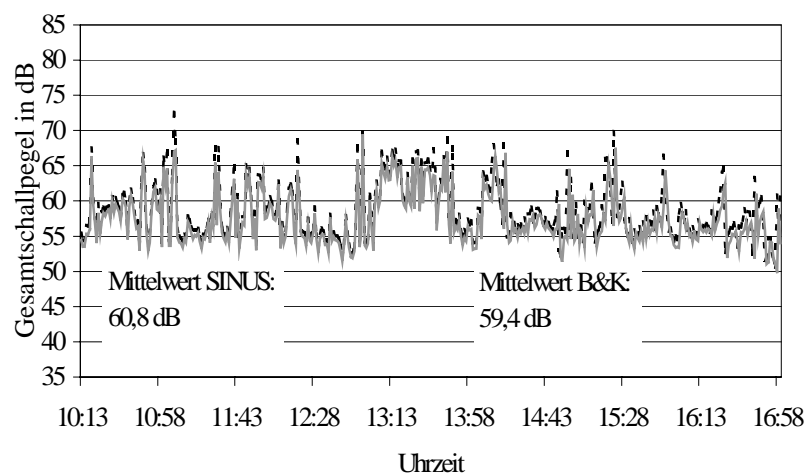


Abb. 3: Vergleich der Gesamtschallpegelmessung (1 min-Mittelwert) in einem Innenraum des LIM am 19.12.2006, Messungen mit den Systemen B&K (durchgezogen, grau) sowie SINUS (gestrichelt).

Bei Vergleichsmessungen im Innenraum (siehe Abb. 3) wurde der Frequenzbereich von B&K an den von SINUS angepasst, woraus eine noch bessere Übereinstimmung der Werte resultierte. Für die weiteren Messungen wurde das System von B&K verwendet, da hiermit mehrkanalige und frequenz aufgelöste Messungen möglich waren.

3.2 Schallpegelmessungen im Freien

Die Messungen im Freien wurden mit dem System B&K sowie zwei Messmikrofonen (ca. 8 m bzw. 30 m von der Straße entfernt) in einem Frequenzbereich zwischen 20 Hz und 20 kHz durchgeführt. Einige Beispiele werden im Folgenden kurz vorgestellt.

Bei der Analyse der Messungen (siehe Abb. 4) fällt deutlich ein Versatz zwischen den Gesamtschallpegelwerten im Garten bzw. an der Straße auf. Bei größerem Abstand von den Schallquellen (Verkehrslärm) und einem zusätzlichen Schallschutz durch Gebäude verringert sich der Gesamtschallpegel um ca. 6 dB. Betrachtet man die geometrische Lage der Mikrofone zueinander müsste sich bei einer einzelnen, als punktförmig angenommenen Schallquelle und freier, kugelförmiger Schallausbreitung ein, entsprechend der Kugelwellendivergenz, Pegelunterschied von fast 12 dB zwischen den Mikrofonstandorten ergeben (Abstandsverdopplung = Pegelverringering um 6 dB). Die Messungen im Garten wurden also auch von anderen Schallquellen beeinflusst bzw. wurde durch Beugung, Reflexion und Streuung Schallenergie zum Gartenstandort transportiert. Im Mittel ergeben sich für einen Zeitraum von 30 min Schallpegelwerte von fast 70 dB an der Straße und 63 dB im Garten.

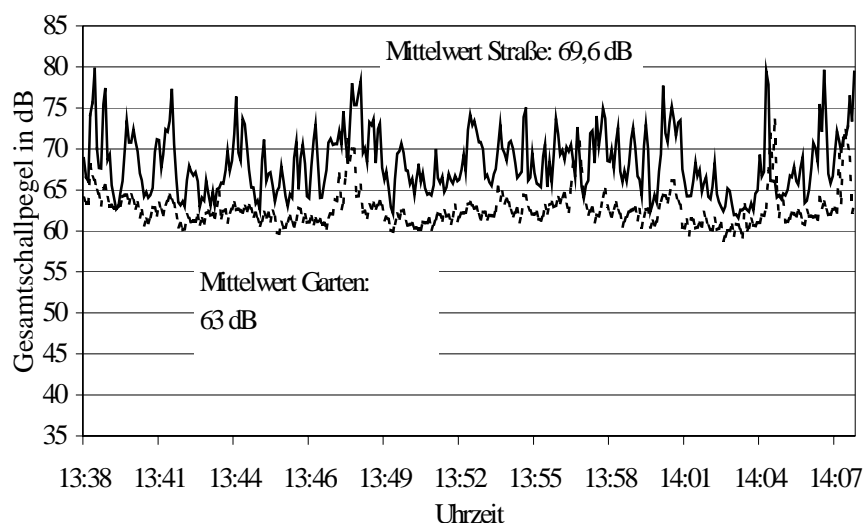


Abb. 4: Vergleich der Gesamtschallpegelmessung, Messung mit dem System B&K (5 s-Mittelwert) an der Stephanstraße (durchgezogen) und im Gartengelände (gestrichelt) des LIM am 31.01.2006.

In den Nachtmessungen (z.B. Abb. 5) wird ein Abfall des Schallpegels bei späteren Tageszeiten sichtbar. Dies ist vor allem mit dem Rückgang der Schallquellenanzahl (Verkehrslärm), besonders auf Nebenstraßen wie der Stephanstraße, zu begründen. Zwischen 0 Uhr und 3 Uhr war immer der niedrigste Schallpegel zu verzeichnen. Danach steigt die Kurve jedoch wieder merklich an, noch bevor der Berufsverkehr einsetzt. Diese Schallpegelzunahme in den frühen Morgenstunden könnte durch die Ausbildung einer bodennahen Temperaturinversion hervorgerufen werden. Diese Schich-

tung führt zu einer Fokussierung von Schallstrahlen, so dass auch Schallenergie von weiter entfernt liegenden Schallquellen bis zum Immissionsort transportiert wird. Die spätere Verringerung der Schallimmission durch eine Veränderung des Temperaturprofils wird durch die Zunahme der Schallquellen auf der Stephanstraße überkompensiert. Einzelne, markante Schallpegelmaxima (z.B. kurz vor 9 Uhr) wurden durch Hub-schraubereinsätze im benachbarten Universitätsklinikum verursacht.

Das menschliche Ohr ist nicht für alle Frequenzen gleich empfindlich. Besonders in einem Bereich zwischen 1 und 4 kHz werden Töne lauter wahrgenommen als bei geringeren oder auch höheren Frequenzen. Diese Unterschiede in der Wahrnehmung werden mit einer Frequenzbewertung, z.B. A-Bewertung, des Schallpegels berücksichtigt (siehe Pierce, 1989). Der Gesamtschallpegel wurde deshalb mit dem A-bewerteten Schallpegel verglichen (Abb. 5). Meist liegt der bewertete Schallpegel deutlich unterhalb des unbewerteten Schallpegels, d.h., dass in den Nachtmessungen die Schallanteile bei geringeren Frequenzen deutlich unterhalb von 1 kHz dominierten. Nahe Schallquellen, deren höhere Frequenzanteile oberhalb von 1-4 kHz sich auch über kurze Entfernungen ohne merkliche Luftabsorption ausbreiten können, waren nur bei wenigen Schallereignissen (Übereinstimmung zwischen bewertetem und unbewertetem Schallpegel) an der Schallimmission beteiligt.

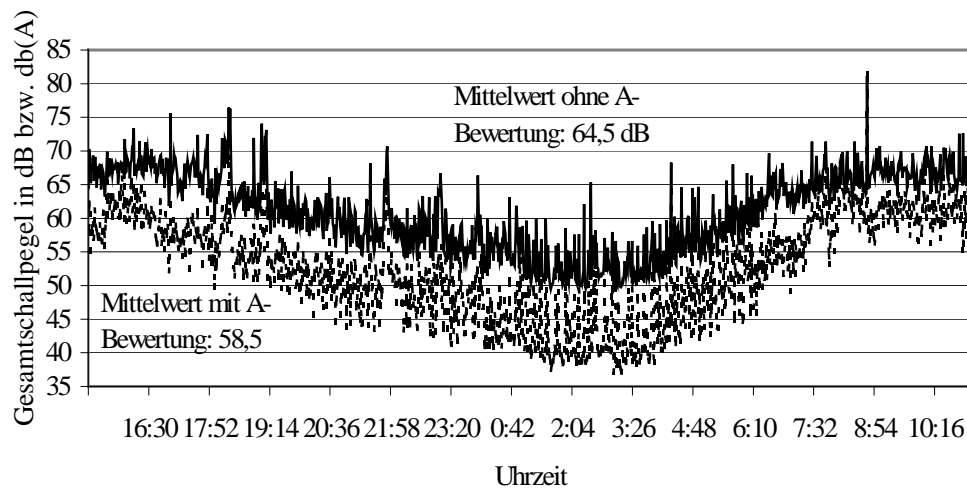


Abb. 5: Vergleich der Gesamtschallpegelmessung, Messung mit dem System B&K (1 min-Mittelwert) auf dem Turm des LIM ohne (durchgezogen) und mit einer A-Bewertung (gestrichelt) am 21./22.12.2006.

Um die verschiedenen Einflüsse auf die Schallausbreitung noch weiter zu betrachten, wurden die Schallpegel bei tieferen Frequenzen (hier: 100 Hz) gesondert analysiert. Mit abnehmender Frequenz nimmt auch die Schallabsorption, die proportional zum Quadrat der Frequenz ist, deutlich ab. Diese Schallwellen können dementsprechend längere Wege durch die Atmosphäre zurücklegen und hier durch das vertikale Temperatur- und Windprofil beeinflusst werden. Dabei tritt Brechung auf, die zu einer Ablenkung der Schallwellen aus der ursprünglichen Richtung führt. Eine Zunahme von Temperatur oder Windkomponente in Schallausbreitungsrichtung mit der Höhe (Mitwindausbreitung) führt zu einer Abwärtsbrechung und verstärkter Schallimmission, eine vertikale Abnahme der meteorologischen Größen (Gegenwindausbreitung) führt dagegen zur Aufwärtsbrechung und verringerter Lärmbelastung.

Ein Unterschied im Vergleich zu den Gesamtschallpegelkurven ist der geringe Versatz der beiden Messkurven „Garten“ und „Straße“. Dies lässt auf den Einfluss von denselben Schallquellen, besonders in größerer Entfernung, in diesem Frequenzbereich schließen. Schallsignale mit tiefen Frequenzen, z.B. Rollgeräusche von Autos, werden in der Luft nur relativ geringfügig absorbiert und können sich demnach über größere Strecken ausbreiten. Zudem findet bei niedrigen Frequenzen eine effektive Beugung von Schallwellen um Hindernisse (z.B. Gebäude) statt, so dass auch geometrische Schattenzonen erreicht werden können.

Die Schallpegel im Garten können die Werte in Straßennähe sogar teilweise übersteigen (siehe Abb. 6). Wenn östliche Windrichtungen, wie z.B. am 13.06.06, auftraten, dann liegt der Gartenstandort in der Mitwindrichtung und kann direkt von etwas entfernteren Schallquellen, z.B. Prager Straße/Ostplatz in ca. 600 m Entfernung, beeinflusst werden. Etwas größere Unterschiede in den Schallpegelwerten bei 100 Hz ergaben sich im Mittel um 5 dB bei westlichen Windrichtungen, wie z.B. am 31.01.06 (nicht dargestellt). Hier befindet sich der Gartenstandort in der Gegenwindrichtung und erfährt so eine geringere Schallimmission.

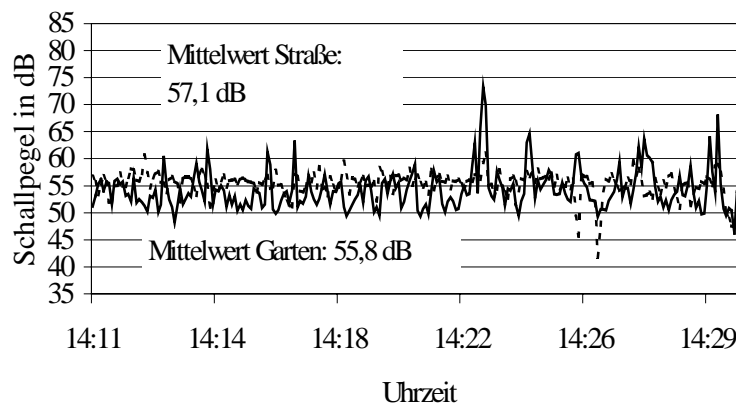


Abb. 6: Vergleich der Schallpegelmessung bei einer Mittenfrequenz von 100 Hz, Messung mit dem System B&K (5 s-Mittelwert) an der Stephanstraße (durchgezogen) und im Gartengelände (gestrichelt) des LIM am 13.06.2006.

3.3 Schallpegelmessungen im Innenraum

Die Messungen im Innenraum (Fenster Richtung Gartengelände) wurden zusammen mit Außenmessungen auf der Fensterbank ebenfalls mit dem B&K System durchgeführt. Die Innenraummessungen wurden in einem Zimmer mit einem Arbeitsplatz (ein laufender PC) durchgeführt. Exemplarische Messergebnisse sind in Abbildung 7 dargestellt.

Der Unterschied zwischen dem Gesamtschallpegel im Innenraum zu den Werten außerhalb des Fensters beträgt ca. 10-15 dB. Bezogen auf einen Frequenz um 1 kHz würde dieser Pegelunterschied einer Verdopplung bzw. Halbierung der empfundenen Lautstärke entsprechen.

Der Schallpegelverlauf des Außenmikrofons ist dabei ähnlich der Gartenmesswerte der Straßen- und Gartenmessreihe (hier nicht dargestellt). Für straßenseitige Arbeitszimmer kann also tagsüber von höheren Schallpegelwerten im Innenraum ausgegangen werden.

In der Zeitreihe des Gesamtschallpegels für den Innenraum wurden größere Schwankungen durch Türöffnung, Türschließung o.ä. hervorgerufen, die auch im normalen Arbeitsalltag auftreten. Dadurch resultiert auch der relativ hohe Mittelwert des Schallpegels gegenüber den Außenmessungen. Ohne solche zusätzlichen Geräusche würde der Mittelwert bei ca. 50 dB tagsüber liegen.

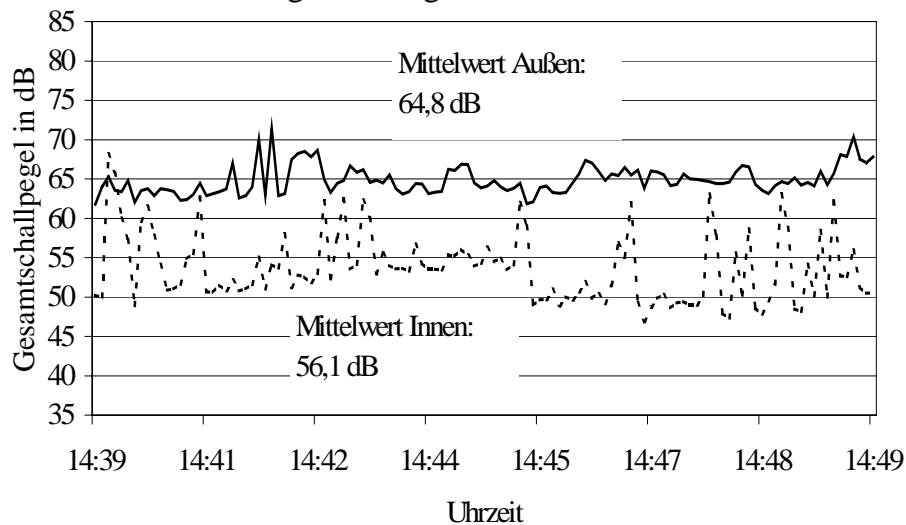


Abb. 7: Vergleich der Gesamtschallpegelmessung, Messung mit dem System B&K (5 s-Mittelwert) in einem Innenraum (gestrichelt) und auf der Fensterbank (durchgezogen) am 13.06.2006.

4 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die durchgeführten Schallpegelmessungen, die nicht an bestehende Normen und Regelwerke angepasst wurden, bieten einen ersten Überblick zur zeitlich und räumlich variablen Schallimmission in einem zentralen Wohngebiet in Leipzig. Tagsüber ergeben sich mittlere Schallpegelwerte von 70 dB in Straßennähe und von 63 dB im Gartengelände. Die Pegelwerte in einem Arbeitszimmer sind demgegenüber um 10-15 dB geringer bei geschlossenem Fenster. Nachts nehmen die Gesamtschallpegelwerte ab und erreichen dann Werte um 55 dB auf dem Turm des Institutsgebäudes. Diese Pegelwerte verringern sich auf ca. 45 dB(A), wenn eine Bewertung des Schallpegels eingeführt wird, welche die Lautstärkeempfindung des menschlichen Gehörs nachbildet. Der Zusammenhang zwischen Schallpegelmessung an einem Ort und Atmosphärenstruktur kann für einige Beispiele dargestellt werden. So kann z.B. der morgendliche Schallpegelanstieg mit einer Temperaturinversion oder höhere Pegelwerte im Gartengelände mit einem Mitwindprofil erklärt werden. Für nähere Untersuchungen sind jedoch detaillierte Messungen der vertikalen Atmosphärenstruktur, z.B. mit Fernmessverfahren, vorzunehmen.

Lärm hat verschiedene Auswirkungen auf unser Wohlbefinden und unsere Gesundheit. Bereits bei Schallpegelwerten weit unterhalb der Gehörschädigungsgrenze können Kommunikation und Konzentration, Erholung und Entspannung beeinträchtigt werden. Hohe Lärmbelastungen mit (A-bewerteten) Schallpegeln von 90 dB(A) können bleibende Hörschäden hervorrufen. Neue Studien belegen jedoch auch die Wirkung von Lärm auf das Herz-Kreislaufsystem. Eine Studie im Auftrag des UBA weist nach, dass z.B. das Herzinfarkttrisiko bei stark verkehrslärmbelasteten Männern um ca. 30%

ansteigt (Babisch, 2004). Nach Berechnungen des UBA ist jeder 6. Deutsche aufgrund des Straßenverkehrs mit Dauerschallpegeln am Tag von über 65 dB(A) vor dem Fenster belastet, wobei ein dauerhafter Lärm von 55 dB(A) bereits als schädlich betrachtet wird (siehe UBA, 2006). Die Nachtruhe wird bereits bei Dauerschallpegeln oberhalb von 45 dB(A) vor dem Fenster gestört. Rund 20% der Bevölkerung gibt deshalb an, nicht bei geöffnetem Fenster schlafen zu können. Diese aufgeführten Richtwerte für Schallpegel, die neben der Tageszeit von den Vorerkrankungen der betroffenen Bürger abhängen, wurden auch bei den Messungen in der Leipziger Stephanstraße erreicht bzw. überschritten (siehe Abb. 5). Inwieweit die Einwirkung solcher Lärmereignisse jedoch dauerhafte Folgen für die Konzentrationsfähigkeit und Leistungsfähigkeit hat, bedarf einer weiteren Untersuchung. Eine Schwierigkeit stellt dabei das komplexe Zusammenwirken der verschiedenen Umweltstressoren, wie Luftbelastung, thermische Belastung und Lärm, dar.

Danksagung

Wir danken Christoph Schurig, der sich im Rahmen von BeLL an den Messungen und Auswertungen beteiligte. Weiterhin danken wir Kati Balogh für die Unterstützung bei der Messung mit dem B&K System sowie Christoph Jacobi für die Anmerkungen zum Manuskript.

Literatur

- Babisch, W., 2004: Die NaRoMI-Studie. Auswertung, Bewertung und vertiefende Analysen zum Verkehrslärm. In: Umweltbundesamt (Hrsg.) Chronischer Lärm als Risikofaktor für den Myokardinfarkt, Ergebnisse der "NaRoMI"-Studie. WaBoLu-Hefte 02/04, 59 S.
- Balogh, K. und Ziemann, A., 2005: Einfluss von Atmosphäre und Boden auf die Schallausbreitung im Freien. Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 36, 11-26.
- DIN ISO 9316-1, 1996: Dämpfung des Schalls bei der Ausbreitung im Freien; Teil 1: Berechnung der Schallabsorption durch die Luft, Beuth-Verlag.
- Pierce, A.D., 1989: Acoustics. An Introduction to its physical principles and applications. Acoustical Society of America, New York, 678 S.
- Salomons, E.M., 2001: Computational atmospheric acoustics, Kluwer Academic Publishers, 335 S.
- UBA, 2006: Aktionsprogramm Umwelt und Gesundheit, Informationsmaterial auf der Webseite: <http://www.apug.de/uug/laerm/index.htm>
- Wehner, Chr., 2007: Schallausbreitung bei verschiedenen Atmosphärenzuständen. Besondere Lernleistung (BeLL), Wilhelm-Ostwald-Schule, Gymnasium der Stadt Leipzig, 68 S. (unveröffentlicht).
- Ziemann, A. und Balogh, K., 2004: Schallimmissionsprognose über einer schallharten Oberfläche. Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 34, 59-70.

Adressen:

Astrid Ziemann (ziemann@uni-leipzig.de)
Manuela Barth (mbarth@uni-leipzig.de)
Universität Leipzig, Institut für Meteorologie
Stephanstr. 3
04103 Leipzig

Christian Wehner
Wilhelm-Ostwald-Gymnasium
Willi-Bredel-Straße 15
04279 Leipzig

Testmessung eines Mini-SODARs im Vergleich mit einem 100m-Mast und einem Doppler-SODAR

Karin Pietschmann

Summary:

Since March 2006 the Institute of Meteorology in Leipzig (LIM) is owner of a commercial Mini-SODAR. The Mini-SODAR is very small in size and therefore mobile. It can be set up with low effort in short time at any place. The first test-measurement was operated in June 2006 at the boundary layer field site Falkenberg that belongs to the Meteorological Observatory Lindenberg (MOL) of the German Meteorological Service (DWD) and was parallel accompanied by the measurement of a windtower and a Doppler-SODAR. The results of this six-hour-measurement are presented here. A statistical comparison between Mini-SODAR, tower data and Doppler-SODAR was performed. Also backscatter intensity and profile data from Mini-SODAR were analysed and interpreted.

Zusammenfassung:

Seit März 2006 ist das Leipziger Institut für Meteorologie (LIM) in Besitz eines kommerziellen Mini-SODARs. Das Mini-SODAR ist auf Grund seiner Größe sehr mobil und lässt sich unter geringem Aufwand schnell an einem beliebigen Standort aufbauen. Die erste größere Testmessung und gleichzeitig Vergleichsmessung dieses Gerätes mit einem Windmast und einem Doppler-SODAR fand im Juni 2006 auf dem Grenzschichtmessfeld in Falkenberg statt, welches zum Meteorologischen Observatorium (MOL) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) gehört. Die Auswertung dieser 6-stündigen Messung wird hier vorgestellt. Es wurde ein statistischer Vergleich zwischen Mini-SODAR, Windmast und Doppler-SODAR durchgeführt. Weiterhin wurden das Sodargramm und die gemessenen Profildaten des Mini-SODARs untersucht und interpretiert.

1. Einleitung

Das Leipziger Institut für Meteorologie (LIM) besitzt seit März 2006 ein Mini-SODAR. Das SODAR gehört zu den akustischen Fernerkundungsverfahren und steht kurz für **S**onic **D**etecting **A**nd **R**anging. Bei diesem Verfahren werden akustische Signale mit einer Antenne in die Atmosphäre gesendet, wo sie an turbulenten Strukturen gestreut und schließlich von einem Empfänger erfasst werden. Der zurückgestreute Anteil ist dabei um ein vielfaches kleiner als die anfangs ausgesandte Leistung. Mit der SODAR-Technik lassen sich die Windkomponenten sowie deren Standardabweichung im Höhenprofil bestimmen.

SODAR-Messungen haben sich zur Untersuchung der Grenzschicht – der Teil der Atmosphäre, welcher direkt durch die Erdoberfläche beeinflusst wird [Stull, 1988] – verdient gemacht. Das Verfahren eignet sich zur Untersuchung lokaler Windsysteme, aber auch zur Untersuchung der Grenzschichtturbulenz (Messung der Standardabweichung des Vertikalwindes) und zur Bestimmung von Grenzschichtparametern. Neben ihrer Anwendung in Forschungsinstituten werden SODAR-Systeme vor allem an kerntechnischen Anlagen zur Bestimmung der Stabilität der Atmosphäre und des Horizontalwindes eingesetzt [Reitebuch, 1999].

Als Einführung in die Funktionsweise eines SODARs empfiehlt sich [Peters, 1991] und die VDI-Richtlinie „Bestimmung des vertikalen Windprofils mit Doppler-SODAR-Messgeräten“ [VDI, 1994]. Etwas tiefgreifender mit der Signalverarbeitung beschäftigen sich [Reitebuch, 1999] und [Antoniu und Jørgensen, 2003].

In der Literatur finden sich viele Beispiele für Vergleichsmessungen zwischen SODAR und Windmast [Reitebuch, 1999; Seibert, 1997; Vogt, 1994], aber auch zwischen verschiedenen SODAR-Geräten [Vogt, 1994]. Die Ergebnisse statistischer Vergleiche solcher Messungen variieren stark. [Bradley et al., 2005] setzten sich sehr intensiv mit der Kalibrierung von SODAR-Systemen und deren Fehlerquellen auseinander, speziell in Hinblick auf den Einsatz in der Windenergie-Branche. Das Interesse der Windenergie-Branche an der SODAR-Technik ist groß, da die Nabenhöhe von Windkraftanlagen auf Grund fortschreitender Technik in den letzten Jahren gewachsen ist und teilweise über die Höhe eines Windmastes hinaus reicht, der teuer und aufwendig installiert werden muss.

Die ersten SODAR-Geräte wurden in den frühen 1970er Jahren entwickelt und fanden umgehend Anwendung in der Grenzschichtmeteorologie. Einen Rückblick auf die Entwicklung der SODAR-Messungen von 1970 bis heute liefern [Kallistratova und Coulter, 2003].

2. Aufbau und Messprinzip des Mini-SODARs PA0

Das Mini-SODAR PA0 von der französischen Firma Remtech hat ein Gewicht von 12 kg (Antenne und Technik) und eine Antennenfläche von 0,4 x 0,4 m. Das leichte Gewicht und die kompakte Größe verhelfen dem Mini-SODAR zu Mobilität. Es lässt sich in ca. 45 min ohne viel Aufwand auf- oder abbauen. Dabei muss der Azimutwinkel α (Winkel gegenüber Nord im Uhrzeigersinn) nach erfolgter Aufstellung des SODARs bestimmt werden.

Das PA0 besteht aus einer Phased Array Antenne mit 52 Lautsprecher-Elementen (Abb. 1, oben rechts). Durch eine geregelte Phasensteuerung der Lautsprecher kann die Hauptachse der Schallausbreitung in unterschiedliche Raumrichtungen geschwenkt werden. Das Mini-SODAR besitzt ein 5-Schallstrahlen-System mit einem vertikalen Strahl und vier um 30° geneigten Strahlen, welche in der horizontalen Ebene jeweils um 90° versetzt sind.

Das Mini-SODAR-Signal setzt sich aus mehreren Frequenzen zusammen. Es sendet während einer Pulsdauer neun verschiedene Frequenzen um die mittlere Frequenz 3,5 kHz aus. Laut dem Hersteller Remtech soll durch die Frequenzsignatur die Detektion des Rückstreusignals aus dem Hintergrundrauschen einfacher sein. Diese Technik wird schon seit Jahren in RADAR-Geräten genutzt.

Als Ergänzung zum Gerät existiert ein sechseckiger 1,60 m hoher Schallschutz, der mit schallabsorbierendem Material ausgekleidet ist (Abb. 4.1, unten rechts). Dieser dient in erster Linie zur Vermeidung von Festechos (Reflektion von Schall an festen Gegenständen), aber auch als akustischer Schutz in unmittelbarer Nähe der Antenne. Die akustische Sendeleistung der Antenne liegt bei 1 W und die mittlere Reichweite des Gerätes nach Herstellerangabe bei 600 m. Das PA0 ist über das Stromnetz (230 V) oder einen Batterieanschluss (12 V) betriebsfähig.



Abb. 1: Antenne des Mini-SODARs PA0 (oben) mit zugehöriger Technik-Box (unten links) und Schallschutz (unten rechts).

Das allgemeine Funktionsprinzip eines monostatischen SODARs (Sendeantenne und Empfangsantenne sind eine Einheit) soll hier kurz erläutert werden. Das SODAR zeichnet, nachdem es einen Schallpuls ausgesendet hat, in einer Empfangsphase mit seinen Lautsprechern das von der Atmosphäre zurückgestreute Signal auf. Dabei wird das sogenannte Dopplerspektrum (Abb. 2) aufgenommen, bei dem die empfangene spektrale Leistung über die Frequenz aufgetragen wird. Das Dopplerspektrum lässt sich hinsichtlich der Rückstreuamplitude A , der Frequenzverschiebung Δf_d und der Breite des Doppler-Spektrums σ_f auswerten. Diese Parameter werden auch als nulltes, erstes und zweites Moment bezeichnet. Die Frequenzverschiebung ergibt sich aus dem Dopplereffekt. Beim Streuprozess kommt es zu einer zweifachen Frequenzverschiebung (Doppler-Effekt), wenn das Streuzentrum in Bewegung ist, so dass die Streuwelle eine andere Frequenz als die ursprüngliche Ausgangsfrequenz des Schalls hat. Über den Doppler-Effekt kann die Radialgeschwindigkeit v_{rad} des Streuzentrums entlang der radialen Achse zum Empfänger bestimmt werden.

$$v_{rad} = \frac{c \Delta f_d}{2 f_0} \quad (1)$$

Eine positive (negative) Radialgeschwindigkeit bedeutet, dass sich das Streuvolumen radial auf die Antenne zu (von ihr weg) bewegt. Aus der Breite des Doppler-Spektrums erhält man die Standardabweichung für den Radialwind. Für die temperaturabhängige Schallgeschwindigkeit c nutzt das SODAR in allen Höhen einen Bodenwert und verursacht dadurch einen systematischen Fehler in der Radialgeschwindigkeit, aber auch in der Berechnung der Messhöhe (siehe Gleichung (4)).

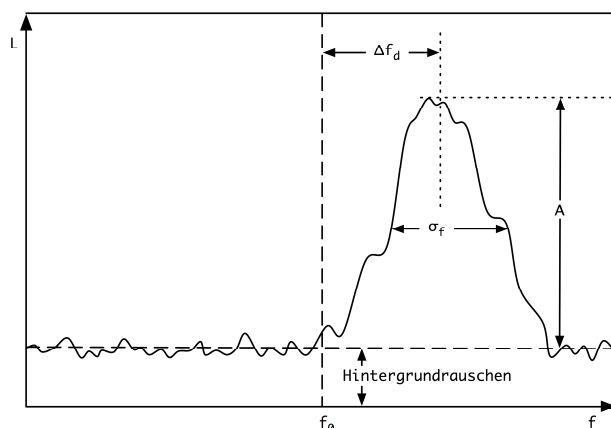


Abb. 2: Doppler-Spektrum zur Veranschaulichung von Standardabweichung σ_f , Rückstreumplitude A und Frequenzverschiebung Δf_d , nach [VDI, 1994].

Da sich die Streuzentren mit dem mittleren Wind bewegen, ist es möglich, den Windvektor über die Bestimmung der Radialgeschwindigkeit in mindestens drei unabhängigen Raumrichtungen zu bestimmen. Dies lässt sich mit der Phased Array Antenne, welche wie bereits erwähnt mehrere Schallstrahlrichtungen ansteuern kann, realisieren.

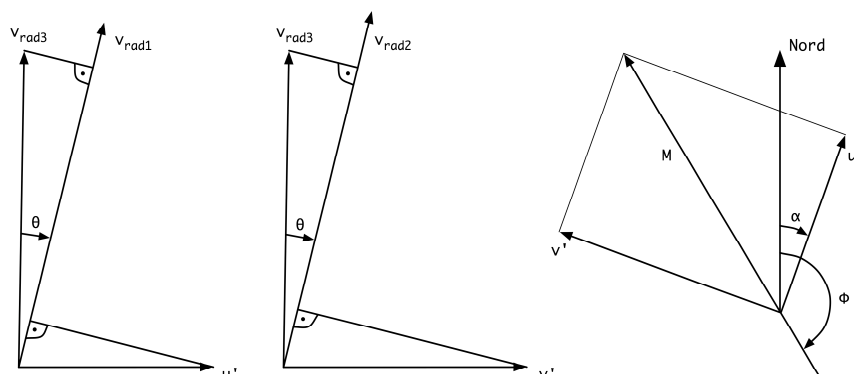


Abb. 3: Zusammenhang zwischen den radialen Windgeschwindigkeiten im Vertikalschnitt (links und Mitte) sowie zwischen den Komponenten u' und v' mit der Horizontalgeschwindigkeit M und der Windrichtung Φ in der Draufsicht (rechts), nach [VDI, 1994].

Beim Mini-SODAR PA0 dienen zwei der geneigten Schallstrahlen zusammen mit dem vertikalen Schallstrahl der Berechnung des Windvektors und die anderen zwei geneigten Schallstrahlen einer Vergleichsprüfung für die Windkomponenten u und v . Der Vertikalwind entspricht mit umgekehrten Vorzeichen der Radialgeschwindigkeit in vertikaler Richtung ($w = -v_{rad3}$). Zur Bestimmung des Windvektors mit den Komponenten u und v werden zunächst die Komponenten u' und v' in der horizontalen Ebene über die Gleichungen (2) bestimmt. u' und v' sind die Geschwindigkeitskomponenten in einem kartesischen Koordinatensystem, das um den Azimutwinkel α im Uhrzeigersinn gegenüber dem uv -Koordinatensystem, dessen Ordinate nach Norden zeigt, gedreht ist (Abb. 3 rechts).

$$u' = \frac{v_{rad1} - v_{rad3} \cos \theta}{\sin \theta}$$

$$v' = \frac{v_{rad2} - v_{rad3} \cos \theta}{\sin \theta}$$
(2)

Aus u' und v' lässt sich bereits der Betrag des Horizontalwindes M bestimmen, der häufig anstelle der Komponenten u und v bei SODAR-Messungen angegeben wird. Die Windrichtung Φ erhält man aus den gegebenen Winkelbeziehungen. Aus M und Φ lassen sich nun die Komponenten u in Ost-West-Richtung und v in Nord-Süd-Richtung bestimmen (Gleichungen (3)).

$$M = \sqrt{u'^2 + v'^2}$$

$$\Phi = \pi + \alpha - \arctan\left(\frac{v'}{u'}\right)$$

$$u = -M \sin \Phi$$

$$v = -M \cos \Phi$$
(3)

Die Zuordnung eines gemessenen Doppler-Spektrums zu einer bestimmten Höhe erfolgt über die Laufzeitmessung. Abb. 4 stellt diesen Zusammenhang dar. Durch die Länge der Sendezeit (Pulsdauer) und durch den entsprechenden Empfangszeitraum werden mittlere Höhe und Größe des Streuvolumens beeinflusst. Die Steigung der Geraden entspricht gerade der Schallgeschwindigkeit c . Die Höhe berechnet sich über die Gleichung (4) und ist abhängig von der Ausrichtung der Antenne über den Zenitwinkel.

$$h = ct \cos\left(\frac{\theta}{2}\right)$$
(4)

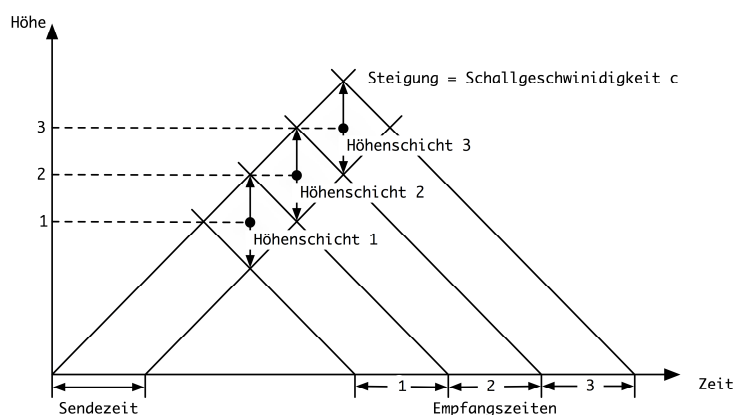


Abb. 4: Schematischer Zusammenhang zwischen Laufzeit und Messhöhe, nach [VDI, 1994].

3. Beschreibung des Messfeldes und der Messinstrumente

Das Grenzschichtmessfeld (GM) gehört zum Meteorologischen Observatorium Lindenberg (MOL) des DWD und befindet sich bei Falkenberg ca. 5 km entfernt von Lindenberg im Nordosten von Deutschland ($52^\circ 10' N$, $14^\circ 07' E$, 73 m ü. NN). Es wurde für die experimentelle Untersuchung von Landoberflächen- und Grenzschichtprozessen eingerichtet [Beyrich und Foken, 2005]. In der näheren Umgebung ist das Gelände mit Höhenunterschieden von 80 bis 100 m auf 10 bis 15

km geringfügig geneigt. Das Messfeld ist zu je etwa 40% von Waldflächen und landwirtschaftlich genutzten Flächen umgeben, die übrigen Flächen sind durch Seen, Ortschaften und Straßen bedeckt [Beyrich und Mengelkamp, 2006]. Die Waldflächen befinden sich zum größten Teil westlich vom Messfeld, während die landwirtschaftlichen Flächen im Osten liegen (näheres in [Beyrich und Mengelkamp, 2006] sowie [Beyrich und Foken, 2005]). Die Bestandshöhe der Wiese auf dem Messfeld betrug zum Zeitpunkt der Messung ca. 20 cm.

Der DWD betreibt auf dem GM unter anderem einen 99m-Windmast und ein SODAR/RASS-System des Typs METEK DSDPA.90-64, deren parallele Messungen für einen statistischen Vergleich hinzugezogen wurden. Das SODAR-System des DWD (im folgenden DWD-SODAR) besitzt eine Antennenfläche von 1m^2 und ist fest installiert. Es arbeitet wie das Mini-SODAR mit einer Phased-Array-Antenne, einem 5-Schallstrahlen-System und sendet mit einer singulären Frequenz von 1,598 kHz (weitere Angaben in [Engelbart et al., 1999]).

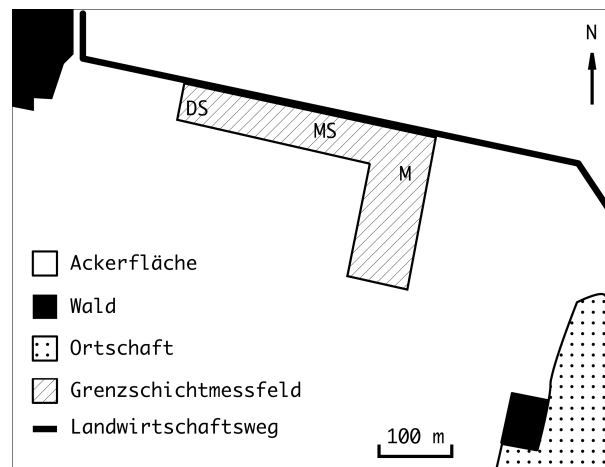


Abb. 5: Standortkarte vom GM Falkenberg, M = DWD-Mast, MS = Mini-SODAR und DS = DWD SODAR.

Die Testmessung erfolgte am 22. Juni 2006 von 08:10 bis 14:00 UTC. Der Standort des Mini-SODARs befand sich etwa mittig zwischen Windmast und DWD-SODAR (Abb. 5). Das Mini-SODAR wurde exakt in Richtung Nord ($\alpha = 0^\circ$) ausgerichtet, so dass die drei Hauptschallstrahlen vertikal und schräg um 30° geneigt nach Norden bzw. Westen zeigten. In Richtung Norden befanden sich entlang des Landwirtschaftsweges Büsche und kleinere Bäume, jedoch in ausreichendem Abstand, um starke Festechos zu vermeiden. Der Schallschutz wurde bei dieser Messung nicht genutzt.

Die Einstellungen am Mini-SODAR wurden mit denen des DWD-SODARs abgestimmt, ausgenommen der Mittelungszeit (Tab. 1). Diese betrug beim DWD-SODAR 15 min, jedoch beim Mini-SODAR und beim großen 99m-Mast, deren Vergleich im Mittelpunkt stand, waren es 10 min. Für den Vergleich mit dem DWD-SODAR wurden 30min-Mittel erzeugt. Am großen Mast befanden sich in den Höhen 10, 20, 40, 60, 80, und 98 m jeweils drei Ausleger in Richtung Nord, Süd und West, ausgestattet mit Schalenstern-Anemometern von der Firma Thies Clima. Durch diese Anordnung kann eine Windmessung ohne Störeinflüsse durch Mast oder Ausleger

erfolgen [Leiterer, 2003]. In den Höhen 40 und 98 m erfassten zusätzlich Windfahnen (Thies Clima) die Windrichtung.

Parameter	DWD-SODAR	Mini-SODAR
Mittelungszeitraum	15 min	10 min
Mindesthöhe	40 m	40 m
Höhenstufung	20 m	20 m
Maximale Höhe	700 m	400 m

Tab. 1: Einstellungen am Mini-SODAR und am DWD-SODAR im Vergleich.

4. Qualität der SODAR-Daten

Das akustische Spektrum wird beim Mini-SODAR über eine Fast Fourier Transformation aus den Rohdaten der Messung gewonnen. Es folgen die Detektion der Doppler-Frequenz sowie eine automatische Detektion von Festechos und deren entsprechende Korrektur über die Software von der Firma Remtech. Über die Algorithmen der Software ist leider nichts näheres bekannt und auch eine Abfrage der Rohdaten am Gerät ist nicht möglich. Die Genauigkeit der Mini-SODAR-Daten sind vom Hersteller wie folgt angegeben:

- Horizontalwind: $0,2 \text{ ms}^{-1}$ oder 3 % für Geschwindigkeiten größer 6 ms^{-1}
- Vertikalwind: $0,05 \text{ ms}^{-1}$
- Windrichtung: 3° für Geschwindigkeiten größer 2 ms^{-1}

Das Sodargramm (die Rückstreuintensität aufgetragen über Höhe und Zeit) der Messung am 22.06.2006 ist in Abb. 6 dargestellt. Die Auswertung des Qualitätsdatenblocks der Mini-SODAR-Messung zeigte, dass sich die Mess-Software in der ersten Stunde an die Umgebung angepasst hat. Der Hersteller bestätigte, dass sich die Software zu Beginn einer Messung in einer Lernprozedur befindet, in welcher das Gerät in einem reduzierten Frequenzmodus arbeitet und konservative Kriterien für die Auswertung des Signal-zu-Rauschen-Verhältnisses sowie für Korrekturalgorithmen nutzt [Remtech, 2006]. Trotz dieser Tatsache wurden diese Daten als vertrauenswürdig eingestuft und gingen mit in die statistische Analyse ein. Die Ursache des Datenausfalls in allen Höhen von 9.00 – 9.10 UTC bleibt ungeklärt, denn es traten keine Wettererscheinungen wie z.B. Niederschlag auf, welche einen Datenausfall begründen könnten. Zwischen 11.00 und 12.00 UTC ist in den untersten 100 Metern ein verstärktes Echo aufgetreten, welches in Kapitel 6 mit Hilfe der Winddaten noch weiter untersucht wurde. Gegen Ende der Messung um 14.00 UTC kündigte sich erneut ein Anstieg in der Rückstreuintensität an.

Die Winddaten des Mini-SODARs wurden auf ihre Vertrauenswürdigkeit untersucht und entsprechend einer Qualitätsstufe zwischen 0 und 3 zugeordnet (siehe Tab. 2). Die Kriterien richteten sich dabei nach der Intensität des Echos (CT) und nach Lücken im Windprofil. Ist das Echo zu einem Zeitpunkt t und einer Höhe h sehr gering, dann sind die zugehörigen Werte für SPEED (Horizontalwind), DIR (Windrichtung) und W (Vertikalwind) mit größeren Unsicherheiten behaftet. Daher wurden Winddaten, deren zugehörige Echowerte geringer als 30 waren als bedenklich eingestuft. Es erfolgte eine Aussortierung der Winddaten, dessen zugehöriger Echowert -9999 betrug, da

ohne ein detektierbares Echo keine Windparameter bestimmt werden können. Dass die Software in manchen Fällen doch Werte für SPEED, DIR und W angibt, liegt wahrscheinlich an unterschiedlichen Abbruchkriterien für die Mittelungsprozedur der Parameter. Nachdem eine Einstufung der Winddaten hinsichtlich des Echos erfolgte, wurden diese auf Lücken im Profil untersucht. Daten oberhalb größerer Lücken (zwei oder mehr Fehlwerte) im Windprofil wurden aussortiert, da ihre Glaubwürdigkeit gering ist. Alle Daten mit der Qualitätsstufe 1 und 2 gingen anschließend in die Auswertungen ein.

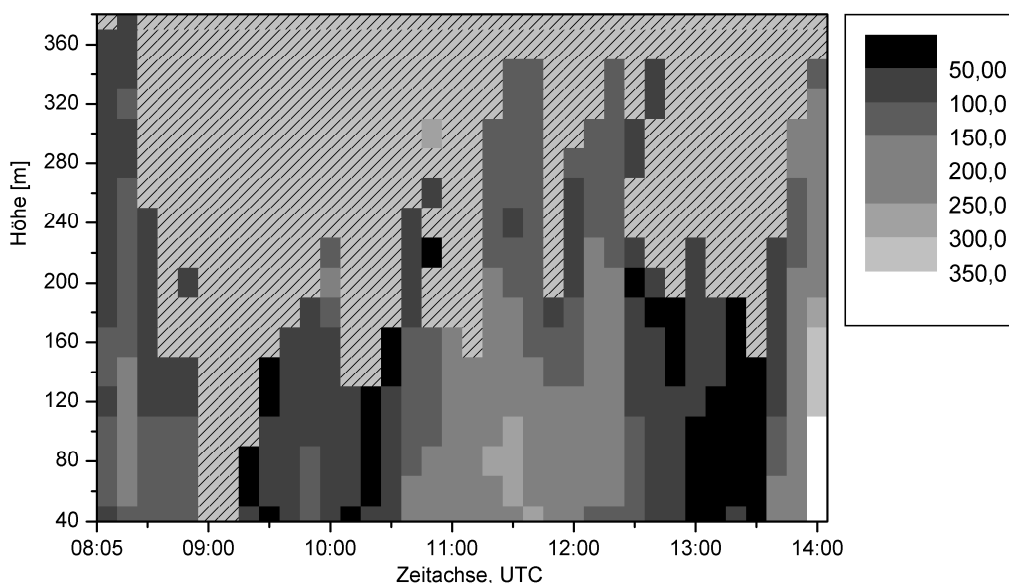


Abb. 6: Sodargramm der Mini-SODAR-Messung vom GM Falkenberg am 22.06.2006 von 08.10 - 14.00 UTC (Echo in relativen Einheiten aufgetragen über Höhe und Zeit).

Qualitätsabstufung	Schritt 1	Schritt 2
0 = Fehlwerte		
1 = verlässlich	CT > 30 UND	Windprofil ist ohne Lücken
2 = bedenklich	CT < 30 UND/ODER	Winddaten befinden sich oberhalb einer Lücke
3 = unzuverlässig (aussortiert)	CT = -9999 UND/ODER	Winddaten befinden sich oberhalb längerer Lücke (3 aus Schritt 1 entspricht einer Lücke)

Tab. 2: Qualitätsabstufung der Winddaten vom Mini-SODAR in Abhängigkeit von den Echowerten (Schritt 1) und von Lücken im Windprofil (Schritt 2).

Die fehlerhaften Daten („bad values“) des DWD-SODARs wurden mit Hilfe einer Fehlerkodierung aussortiert, welche die Mess-Software für jeden Wert pro Höhe und Zeitpunkt im Datensatz mitliefert. Die Messgenauigkeit des DWD-SODARs ist mit $<0,3 \text{ ms}^{-1}$ für die Geschwindigkeit und $<5^\circ$ für die Windrichtung angegeben [Leiterer, 2003].

5. Statistischer Vergleich der Daten

Zum Vergleich der gemessenen Daten wurde zum einen die systematische Abweichung *BIAS* des Datensatzes X_i von Y_i gebildet und zum anderen die Standardabweichung *STD* des *BIAS* als Streumaß gewählt (Gleichungen (5)). Der Erwartungswert des *BIAS* beträgt Null. Da allerdings zwei Messreihen von verschiedenen Messsystemen oder Messgeräten vorliegen, deren Messung jeweils mit unterschiedlichen Unsicherheiten behaftet sind, wird der wahre *BIAS* von Null verschieden sein. Die Standardabweichung des *BIAS* wird dann darüber aussagen, wie stark die Differenz der einzelnen Wertepaare (X_i, Y_i) streut.

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i) = \bar{Y} - \bar{X}$$

$$\sigma_{BIAS}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(Y_i - X_i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)]^2 \quad (5)$$

$$STD = \sqrt{\sigma_{BIAS}^2}$$

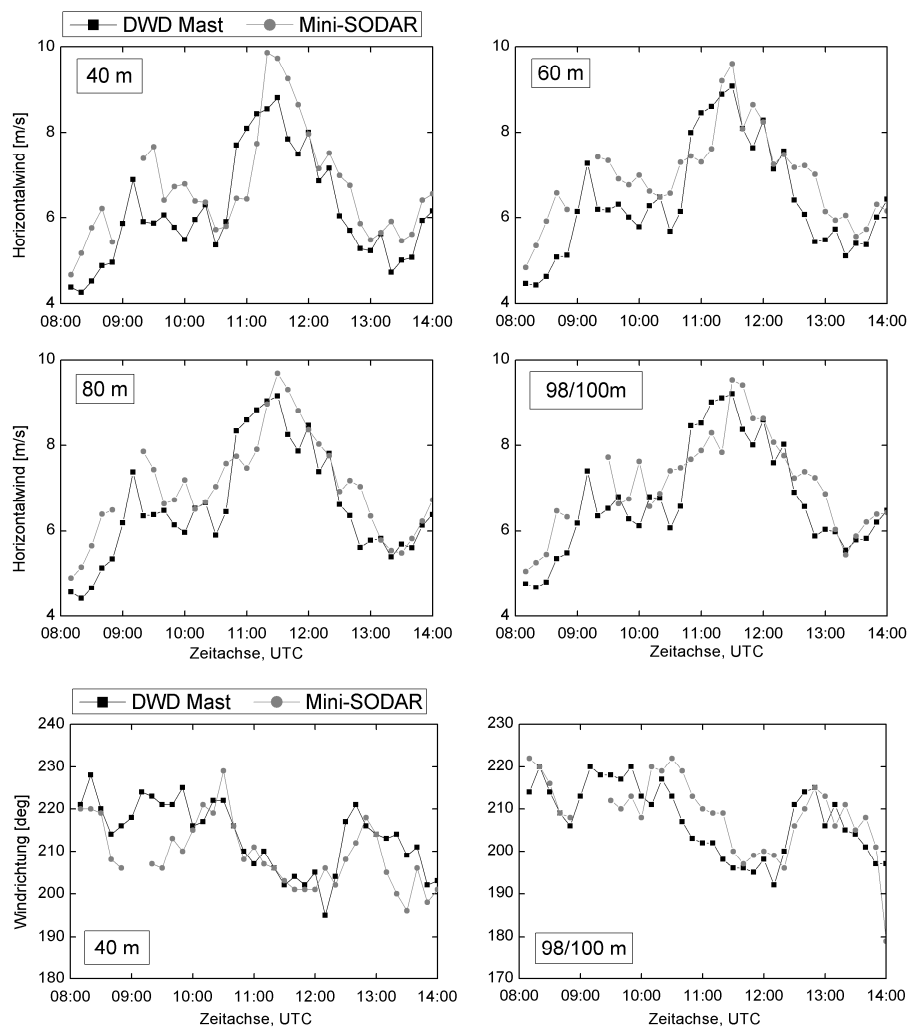


Abb. 7: Zeitreihenvergleich zwischen DWD Mast (schwarz) und Mini-SODAR (grau) von 08.10 – 14.00 UTC für den Horizontalwind in den Höhen 40, 60, 80 und 98/100 m (oben) sowie für die Windrichtung in den Höhen 40 und 98/100 m (unten).

Zunächst folgt ein Zeitreihenvergleich zwischen Mast und Mini-SODAR in Abb. 7. Auf Grund des Datenausfalls des Mini-SODARs in allen Höhen um 09:00 und 09:10 UTC ist dessen Zeitreihe (grau) lückenhaft. Es verbleiben dadurch 34 Vergleichsdatenpaare in den Höhen 40, 60 und 80 m und 33 Datenpaare in 98/100 m.

Vergleicht man die Zeitreihen des Horizontalwindes, so sieht man deutlich, dass das Mini-SODAR in allen vier Höhen meist größere Beträge gemessen hat. Es überschätzt die mit dem Mast gemessenen Werte. Beide Zeitreihen folgen parallel größeren Sprüngen im Betrag des Horizontalwindes, allerdings verlaufen kleinere Schwankungen teilweise entgegengesetzt. Beim Vergleich der Windrichtung (Abb. 7 unten) stimmen in 40 m die Werte von Mast und Mini-SODAR bei höheren Windgeschwindigkeiten sehr gut überein. Es traten jedoch große Abweichungen vor und nach dem Datenausfall des Mini-SODARs sowie gegen 13 UTC bei kleineren Geschwindigkeiten unter 6 ms^{-1} auf. In 100 m ist es umgekehrt, hier stimmen die Windrichtungswerte bei den hohen Geschwindigkeiten zwischen 10:30 und 12:00 UTC weniger gut überein, ein Versatz ist erkennbar.

Hinsichtlich der Horizontalwindmessung ist das Verhalten des Mini-SODARs gegenüber dem Mast eher untypisch für ein SODAR. Betrachtet man lange Zeitreihen, dann unterschätzt für gewöhnlich ein SODAR die Windmessung und ein Schalenstern-Anemometer überschätzt, was zu einem negativen *BIAS* führt [z.B. Reitebuch, 1999; Vogt und Thomas, 1994; Antoniou et al., 2003]. Dafür gibt es mehrere mögliche Gründe, die im folgenden erläutert werden.

- Erhält ein SODAR von Gebäuden oder Gegenständen in der Umgebung ein reflektiertes Signal bzw. ein so genanntes Festecho, dann wird dadurch das in der Atmosphäre an bewegten Streukörpern gestreute Signal verändert. Denn die Reflexion an festen Gegenständen erfolgt ohne Auftreten eines Doppler-Effekts (Dopplerverschiebung ist Null), so dass im Mittel die Dopplerverschiebung kleiner ist, wenn das Festecho nicht von der Mess-Software gefiltert wird. Eine kleinere Dopplerverschiebung führt zu einer geringeren Radialgeschwindigkeit und letztendlich zu einem geringeren Betrag der Horizontalgeschwindigkeit im Gegensatz zum wahren Wert.
- Eine Eigenheit der Schalenstern-Anemometer ist das „Overspeeding“ auf Grund der Trägheit des Schalenkreuzes. Beim Auftreten von Böen führt dies zum Nachlaufen des Schalenkreuzes und somit zur Messung höherer Windgeschwindigkeiten. Dieser Effekt ist auf Grund der Abnahme der Trägheitszeit der Anemometer mit zunehmender Windgeschwindigkeit bei geringen Windgeschwindigkeiten am größten [Schönfeldt, 2003]. Bei entsprechend hoher Turbulenz liefert auch die Vertikalwindkomponente über das Schalenkreuz einen Beitrag zum Horizontalwind und erhöht diesen gegenüber dem wahren Wert. Diese Effekte am Anemometer können unter entsprechenden Umständen zu einem negativen *BIAS* führen.
- Ein Unterschied in den Mittelungsverfahren der beiden Messsysteme leistet stets einen negativen *BIAS*. Die Mastmessung ist eine Punktmessung, bei der die Daten skalar gemittelt werden. Bei der SODAR-Messung hingegen erfolgt die Bestimmung des mittleren Horizontalwindes aus den mittleren Windkomponenten u und v , was einem Vektormittel entspricht. In [Antoniou

et al., 2003; Schönfeldt, 2003] wird in einer theoretischen Ausführung gezeigt, dass das skalare Mittel immer größer ausfällt als das Vektormittel. Der Unterschied ist um so größer, je höher die Rauheitslänge z_0 ist und liegt zwischen 0 und 2% [Antoniou et al., 2003].

Da nun der Vergleich zwischen Mastmessung und Mini-SODAR-Messung in allen Messhöhen einen positiven *BIAS* aufweist (Tab. 3), müssen andere Faktoren eine wesentlichere Rolle gespielt haben. Unsicherheiten bei der SODAR-Messung können z.B. durch Mängel in der horizontalen Ausrichtung des Mini-SODARs, durch unkorrigierte Temperatureffekte (Einfluss des Temperaturfeldes auf den Schallweg durch die Atmosphäre) und turbulente Strahlaufweitung auf Grund von Mehrfachstreuung entstehen [Bradley et al., 2005]. Diese Faktoren können unter anderem einen positiven *BIAS* bewirken. Die Beeinflussung einer SODAR-Messung durch äußere Faktoren ist sehr komplex, so dass die genaue Ursache für die Überschätzung der Windgeschwindigkeit durch das Mini-SODAR in diesem kurzen Messzeitraum nicht spezifiziert werden konnte.

Die Unterschiede in der Windrichtung übertreffen die Genauigkeitsangaben der Messgeräte deutlich. Die Vertrauenswürdigkeit der Mastdaten ist dabei größer, da die Windrichtungsdaten zwischen 40 und 98 m sichtbar miteinander korrelieren. Die Vertrauenswürdigkeit der SODAR-Daten ist eher in Frage gestellt.

DIR [deg]	Mast (x) vs. Minisodar (y)		DWD Sodar (x) vs. Minisodar (y)		Mast (x) vs. DWD Sodar (y)	
	BIAS	STD	BIAS	STD	BIAS	STD
40 m	-3,94	6,37	1,15	4,97	-5,67	2,72
60 m	-	-	-0,83	5,20	-	-
80 m	-	-	2,11	4,21	-	-
100 m / 98 m	1,88	6,62	1,62	3,80	-0,42	3,31
Horizontalwind [m/s]	BIAS	STD	BIAS	STD	BIAS	STD
40 m	0,55	0,75	1,11	0,84	-0,57	0,61
60 m	0,52	0,67	0,90	0,56	-0,40	0,64
80 m	0,45	0,65	0,38	0,78	0,06	0,73
100 m / 98 m	0,35	0,66	0,78	0,83	-0,41	0,69

Tab. 3: Übersicht der statistischen Parameter *BIAS* und *STD* für den Vergleich von Mast, DWD-SODAR und Mini-SODAR bis in 100 m Höhe.

In Tab. 3 sind für den Vergleich aller drei Messsysteme die systematische Abweichung und deren Standardabweichung für jede Höhe bis 100 m angegeben. Beim Vergleich Mast mit Mini-SODAR, der eben schon näher diskutiert wurde, fällt beim Horizontalwind eine Abnahme des *BIAS* und seiner Standardabweichung mit der Höhe auf. Grund für die höheren Werte in Bodennähe könnte die mechanische Turbulenz sein, deren Intensität mit der Entfernung vom Boden abnimmt, so dass die Volumenmessung des SODARs in mittleren Höhen genauer ist.

Der Vergleich zwischen Mast und DWD-SODAR führte zu einem negativen *BIAS* in fast allen Höhen der Windgeschwindigkeitsmessung. Ursache dafür können, wie

bereits beschrieben, ungefilterte Festechos in der SODAR-Messung und Overspeeding der Schalensternanemometer sein. Der Effekt, welcher durch die skalare und die vektorielle Mittelung entsteht, wirkt sich jedoch nur geringfügig aus, da die Rauigkeitslänge auf dem GM Falkenberg und in dessen Umgebung nicht so groß ist. Der Windrichtungsvergleich in 40 m Höhe weist eine besonders hohe systematische Abweichung mit kleiner Standardabweichung auf.

Der dritte Vergleich erfolgte zwischen den beiden SODAR-Systemen. Nachdem deutlich geworden ist, dass das Mini-SODAR die Winddaten des Mastes überschätzt hat und das DWD-SODAR die Mastdaten unterschätzte, resultierte demzufolge eine noch größere Abweichung zwischen beiden Geräten hinsichtlich der Horizontalwindmessung. Der Vergleich der Windrichtungsmessung wiederum lag im Rahmen der Messunsicherheiten der SODAR-Geräte ($<3^\circ$ und $<5^\circ$) und fiel deutlich besser aus als mit dem Mast, was sich auf das gleiche Messprinzip zurückführen lässt.

Zur Untersuchung der Höhenabhängigkeit der Standardabweichung wurden nun auch Höhen größer 100 m betrachtet (siehe Abb. 8). Die durchgezogene Linie in Abb. 8 zeigt die Anzahl der verglichenen Datenpaare pro Höhe. Da für den Vergleich zwischen Mini-SODAR und DWD-SODAR 30min-Mittel erzeugt wurden, konnten maximal 12 Datenpaare in jeder Höhe verfügbar sein. Der Verlauf der Kurve ist ausschließlich durch die geringere Datenverfügbarkeit am Mini-SODAR geprägt. Auf Grund der geringen Anzahl an Vergleichspunkten lässt sich nur schwer eine Aussage aus dieser Abbildung ableiten. Tendenziell nimmt die Standardabweichung für den Horizontalwind und die Windrichtung mit der Höhe zu, was zum einen mit der abnehmenden Anzahl der Datenpaare einhergeht und zum anderen eine Ursache in der Zunahme des Abstandes zwischen den Streuvolumen der geneigten Schallstrahlen mit der Höhe hat. Je weiter die Streuvolumen auseinander liegen, um so geringer ist die Korrelation zwischen den Messungen der einzelnen Schallstrahlen.

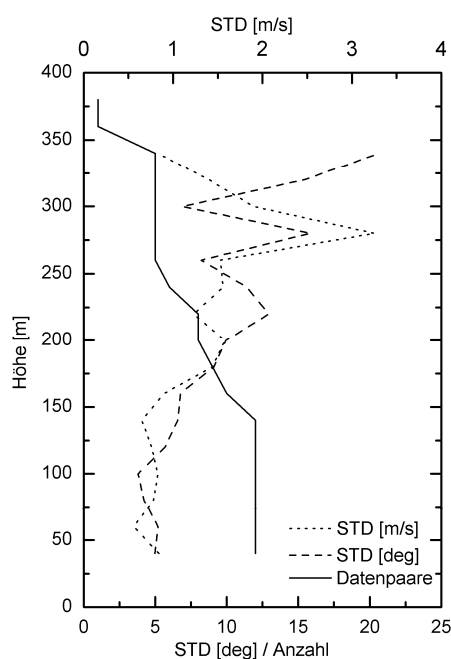


Abb. 8: Entwicklung der *STD* mit der Höhe für den Horizontalwind (gepunktet) und die Windrichtung (gestrichelt) sowie die Anzahl der verglichenen Datenpaare pro Höhe (durchgezogen) für den Vergleich DWD-SODAR mit Mini-SODAR.

Das Mini-SODAR erreichte bei der Messung am 22.06. 2006 (10min-Mittel) auf dem GM Falkenberg eine Datenverfügbarkeit von 50% in einer Höhe von 200 m. Im Vergleich dazu lag die 50%-Datengrenze beim DWD-SODAR (15min-Mittel) in einer Höhe von 520 m mehr als doppelt so hoch.

6. Auswertung der Höhenprofile

Zur Untersuchung der erhöhten Echointensität zwischen 11:00 und 11:50 UTC in den untersten 100 m der Mini-SODAR-Messung wurden die Höhenprofile aller gemessenen Parameter (Abb. 9) in diesem Zeitraum näher betrachtet. Wie bereits aus dem Sodarogramm (Abb. 6) hervorgeht, weist das Echo in ca. 80 m Höhe einen plötzlichen Anstieg in der Intensität bis 11:30 Uhr auf. Parallel dazu entwickelte sich eine spürbare Zunahme des Horizontalwindes in Bodennähe von $6,3 \text{ ms}^{-1}$ gegen 11:00 UTC auf ca. 10 ms^{-1} um 11:20 UTC, welche sich vom Boden beginnend nach oben durchsetzte und in der Höhe (siehe 200 m) verzögert auftrat. Mit der Zunahme des Horizontalwindes ging ebenfalls eine Erhöhung des Vertikalwindes zwischen 50 und 200 m Höhe um teilweise den doppelten Betrag einher (Aufwind). Die Windrichtung änderte sich in diesem Zeitraum nur allmählich von 210° nach 200° und zeigte sich nahezu höhenkonstant.

Zur Untersuchung dieser Zusammenhänge wurden weitere meteorologische Daten herangezogen und die Wettersituation genauer studiert. Zum Messzeitpunkt am 22. Juni 2006 befand sich Norddeutschland zwischen einem Hochdruckgebiet mit Zentrum über dem Westen Russlands (Kerndruck 1021 hPa um 00 UTC) und einem heran nahenden Tiefdruckgebiet mit Kern über Schottland (988 hPa um 00 UTC). Eine schon ältere, schwach ausgeprägte Kaltfront kündigte ihren Durchgang im Verlauf des späten Nachmittags am 22. Juni 2006 an. Mittels der Daten von Temperatur, Druck und relativer Feuchte (10min-Mittel) vom kleineren 10m-Mast auf dem Gelände des GM Falkenbergs sowie der vorhandenen Informationen über die Windrichtung von den Mini-SODAR-Daten konnte der Zusammenhang einer Kaltfront mit den gemessenen Profilen zwischen 11:00 und 12:00 UTC ausgeschlossen werden, da während dieses Zeitraumes keine entsprechenden Kennzeichen einer Kaltfront auftraten. Der Durchgang der Kaltfront konnte jedoch mit Hilfe der Daten vom 10m-Mast auf ca. 14:20 UTC unmittelbar nach dem Ende der Mini-SODAR-Messung datiert werden.

Am Vortag war eine Gewitterfront über das Messgebiet hinweg gezogen, welche über Nacht sehr feuchte Luft zurück ließ. Dadurch herrschte am Vormittag zu Beginn der Messung eine relative Luftfeuchtigkeit von etwa 80 %. Diese sank im Verlauf der sechsstündigen Messung auf 60 % ab. Eine Altocumulus- und Cumulus-Bedeckung von ca. 5/8 bis 6/8 hielt sich vom Vormittag bis zum Durchgang der Kaltfront aufrecht und bot zwischendurch zum Teil größere Wolkenlücken. Im Tagesgang der Globalstrahlung sind diese längeren Wolkenlücken gut in auftretenden Peaks erkennbar. Maximale Globalstrahlungswerte wurden zwischen 11:00 und 11:30 UTC, gegen 12:10 UTC und gegen 13:50 UTC registriert. Diese Peaks fallen gleichzeitig mit den Phasen erhöhter Rückstreuintensität in der SODAR-Messung zusammen, welche allerdings 12:10 UTC etwas schwächer ausgeprägt war (Abb. 6). In allen drei Fällen war damit auch ein Anstieg des Horizontalwindes am Boden und eine Zunahme der Vertikalgeschwindigkeit (Aufwind) vor allem in der Höhe verbunden. Wahrscheinlich

handelte es sich bei diesen Ereignissen um Zwischenstörungen, welche sich auf Grund unterschiedlich stark beheizter Untergrundflächen (Acker, See, Wald) und daraus resultierender Temperaturunterschiede entwickeln konnten. Diese wurden mit der großräumigen Strömung verlagert und führten vor Ort zu einer Beschleunigung des Horizontalwindes und einem Auftrieb. Die lokale Strömung des Windes kann dabei beeinflusst worden sein und deswegen zu einer geringen Winddrehung geführt haben. Das erhöhte SODAR-Echo, welches im Zusammenhang mit einer erhöhten Turbulenzintensität steht, lässt sich möglicherweise durch den Transport der bodennahen feuchten Luftmassen mit dem Aufwind nach oben und daraus resultierenden Dichtefluktuationen erklären.

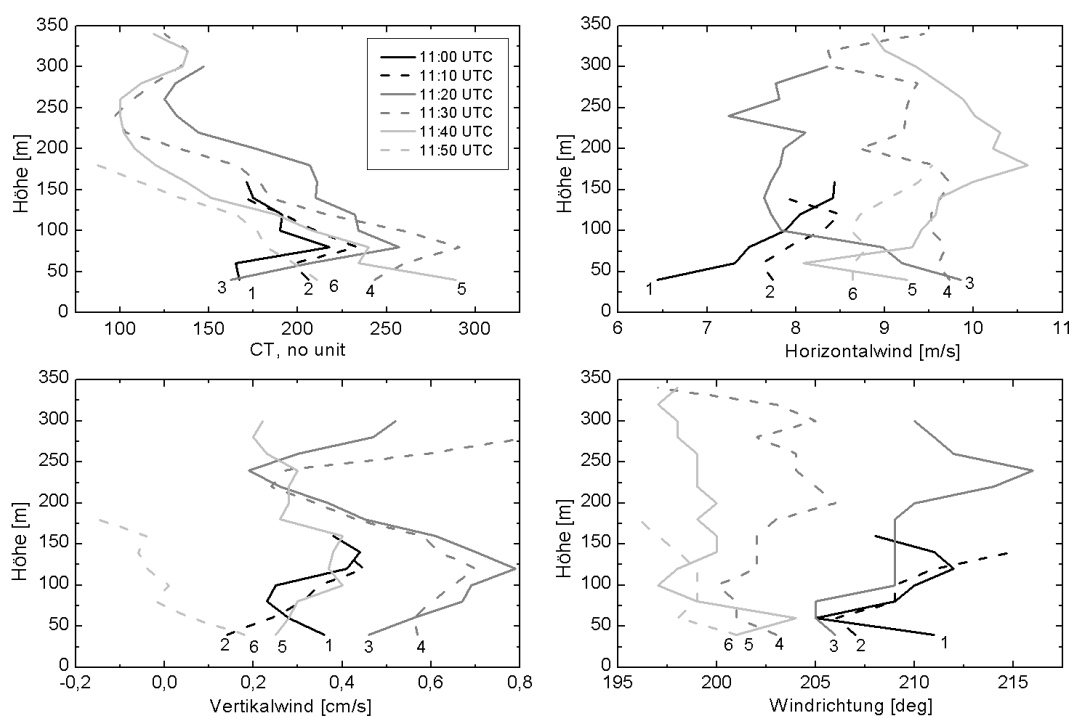


Abb. 9: Höhenprofile der Echointensität (oben links), des Horizontalwindes (oben rechts), des Vertikalwindes (unten links) und der Windrichtung (unten rechts) im Zeitraum von 11:00 bis 11:50 UTC (nummeriert von 1 bis 6).

7. Schlussfolgerung

Die erste Messung mit dem Mini-SODAR PA0 des Leipziger Instituts für Meteorologie zeigte einige Grenzen des Gerätes auf. Die vom Hersteller angegebene mittlere Reichweite von 600 m konnte nicht erreicht werden, obwohl die Umgebungsbedingungen optimal waren. Das Mini-SODAR stand in ausreichender Entfernung von Objekten wie z.B. Bäumen oder Gebäuden, um Festechos zu vermeiden. Die 50%-Grenze der Datenverfügbarkeit lag in einer Höhe von 200 m. Zwei zu einem späteren Zeitpunkt erfolgte Messungen mit dem Mini-SODAR des LIM wiesen keine bedeutend bessere Datenverfügbarkeit auf.

Der Vergleich der Mastmessung mit dem Mini-SODAR auf dem GM Falkenberg war gekennzeichnet durch eine Überschätzung der Windgeschwindigkeitswerte durch das Mini-SODAR. Dieses Verhalten ist für ein SODAR eher untypisch, da das Overspeeding von Schalenkreuzanemometern, die unterschiedlichen Mittelungs-

verfahren der Messsysteme sowie das Auftreten von möglichen Festechos meist zu einer Unterschätzung durch das SODAR führen. Die Ursache für das gegenteilige Verhalten des Mini-SODARs gegenüber dem DWD-Mast konnte während dieses kurzen Messzeitraumes nicht näher spezifiziert werden. Zur Verbesserung der Genauigkeit der Mini-SODAR-Messung, welche im Vergleich mit der Windmastmessung außerhalb der Angaben des Herstellers lag, ist eine längere Vergleichsmessreihe mit einem Mast oder einem anderen Fernerkundungsverfahren und eine entsprechende Kalibrierung empfehlenswert. Wie eine Kalibrierung aussehen kann, zeigen [Bradley et al., 2005]. Dabei ist es nötig, auf die Rohdaten der Messung in den einzelnen Schritten des Software-Ablaufes zugreifen zu können, was allerdings beim Mini-SODAR PA0 nicht möglich ist.

Das Mini-SODAR ist ein kommerzielles Gerät, dass vom Hersteller für operationelle Anwendungen im nicht-wissenschaftlichen Bereich ausgelegt ist. Über die Auswertungs-Software ist wenig bekannt und die Möglichkeiten zur Anpassung der Mini-SODAR-Messung an Umgebungsbedingungen sowie Messbedürfnisse über auswählbare Einstellparameter sind eingeschränkt. Nimmt man diese Einschränkungen in Kauf, kann man mit dem Mini-SODAR die mittleren Verhältnisse der untersten 200 m der atmosphärischen Grenzschicht erfassen.

Danksagung:

Ich danke Frank Beyrich und dem Meteorologischen Observatorium Lindenberg für die Erlaubnis der Messung auf dem GM Falkenberg und für die problemslose Bereitstellung der Mast- und SODAR-Daten sowie aller relevanten Informationen. Weiterhin möchte ich mich bei Manuela Barth für ihren Chauffeurdienst und den Transport des Mini-SODARs von Leipzig zum GM Falkenberg bedanken. Weiterer Dank geht an Manfred Mudelsee, Janek Zimmer und Astrid Ziemann für Anregungen und Diskussionen.

Literatur:

- Antoniou, I., Jørgensen, H. E., Ormel, F., Bradley, S. G., von Hünenbein, S., Emeis, S., Warmbier, G., 2003: *On the Theory of SODAR Measurement Techniques*, final reporting on WP1, EU WISE project NNE5-2001-297, Risø National Laboratory, Roskilde (Denmark), 60 S.
- Beyrich, F., und Foken, T., 2005: *Untersuchung von Landoberflächen- und Grenzschicht-Prozessen am Meteorologischen Observatorium Lindenberg*, *Promet* **31**, Nr. 2-4, 148-158.
- Beyrich, F. und Mengelkamp, H.-T., 2006: *Evaporation over a heterogeneous land surface: EVA_GRIPS and the LITFASS-2003 experiment - an overview*, *Boundary-Layer Meteorol.* **121**, 5-32.
- Bradley, S. G., Antoniou, I., von Hünenbein, S., Kindler, D., Jørgensen, H., de Noord, M., 2005: *SODAR calibration for wind energy applications*, final reporting on WP3, EU WISE project NNE5-2001-297, Salford, 70 S.

- Engelbart, D., Steinhagen, H., Görsdorf, U., Neisser, J., Kirtzel, H. J., and Peters, G., 1999: *First Results of Measurements with a Newly-Designed Phased-Array Sodar with RASS*, Meteorol. Atmos. Phys., **71**, 61-68.
- Kallistratova, M. A. und Coulter, R. L., 2004: *Application of SODARs in the study and monitoring of the environment*, Meteorol. Atmos. Phys. **85**, 21-37.
- Leiterer, U. (Editor), 2003: *Das Grenzschicht-Messfeld Falkenberg am Meteorologischen Observatorium Lindenberg*, Deutscher Wetterdienst - Forschung und Entwicklung: Arbeitsergebnisse, Offenbach a.M., Nr. **77**, 74 S. (ISSN 1430-0281).
- Peters, G., 1991: *SODAR – ein akustisches Fernmessverfahren für die untere Atmosphäre*, Promet **21**, Nr. 1-2, 55-62.
- Reitebuch, O., 1999: *SODAR-Signalverarbeitung von Einzelpulsen zur Bestimmung hochaufgelöster Windprofile*, Schriftenreihe des Institut für Atmosphärische Umweltforschung, Garmisch-Partenkirchen, Vol. **62.**, 175 S. (Available from: Shaker Verlag GmbH, Postfach 1290, D-52013 Aachen, ISBN: 3-8265-6208-9)
- Remtech, 2006: Persönliche Mitteilung von Jean-Michel Fage der Firma Remtech per Email am 03.12.2006.
- Schönfeldt, H.-J., 2003: *Systematische Überschätzung der Windgeschwindigkeit und der Schubspannungsgeschwindigkeit durch Schalensternanemometer infolge der Turbulenz*, Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig **30**, 85-94.
- Seibert, P., 1997: *Comparison measurements of a commercial sodar with in-situ instruments at the 200 m mast of KNMI in Cabauw / Netherland*, Final report for research grant GZ 30.558/1-II/A/3/96 of the Federal Ministry of Science and Transport, Vienna, 21 S.
- Stull, R.B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 666 S.
- VDI, 1994: *Bestimmung des vertikalen Windprofils mit Doppler-SODAR-Meßgeräten*, Verein Deutscher Ingenieure (VDI) Richtlinie 3786, Blatt 11.
- Vogt, S. und Thomas, P., 1994: *Test of a Phased-Array SODAR by Intercomparison with Tower Data*, J. Atmos. Ocean. Technol., Vol. **11**, No. 1, 94-102.

Simulation konvektiver Niederschlagsereignisse mit dem LMK

Janek Zimmer

Zusammenfassung

Die Modellierung eng begrenzter konvektiver Starkniederschlagsgebiete mit mesoskaligen numerischen Wettervorhersagemodellen ist durch die enorme Bandbreite der möglichen Zellverteilungen stets auf eine bestimmte Problemstellung beschränkt. Zahlreiche Autoren haben sich der Untersuchung superzellulärer Strukturen mithilfe idealisierter Strömungssimulationen gewidmet, um deren Entwicklung in unterschiedlichen atmosphärischen Umgebungen zu beschreiben (Atkins et al., 1999, Bluestein & Weisman, 2000, unter anderen). Im vorliegenden Artikel wird die Sensitivität der simulierten Niederschlagsintensität in Bezug auf verfügbare Labilitätsenergie, Umgebungswindverhältnisse sowie Einfluss orografischer Erhebungen näher betrachtet. Das dazu verwendete LMK mit 2.8km Gitterweite wurde ohne eine parametrisierte Behandlung der konvektiven Prozesse betrieben. Die Modellergebnisse der Simulationen mit idealisierten Eingangsbedingungen werden mit denen einer Fallstudie eines konvektiven Starkniederschlagsereignisses am 16.06.2006 in Sachsen bewertet.

Summary

Due to the huge variety of possible cell distributions, the simulation of small-scale heavy convective precipitation events using mesoscale numerical weather prediction models is limited to a certain issue of investigation. Numerous authors addressed the examination of supercellular structures by idealized flow simulations to describe their behaviour under various atmospheric conditions (Atkins et al., 1999, Bluestein & Weisman, 2000, among others). The presented paper studies the sensitivity of simulated precipitation intensity in response to the available amount of instability, environmental wind speed and -shear as well as orographic influences. For this purpose, the LMK model with 2.8km grid spacing has been applied without a parameterized treatment of convective processes. The model results of the simulations involving idealized initial conditions are reviewed related to a case study of a severe storm event in Saxony on June, 16th 2006.

1 Einleitung

Konvektive Hebungsprozesse können große Mengen an Wasserdampf in sehr kurzer Zeit kondensieren und über räumlich eng begrenzten Gebieten zu Starkniederschlägen führen. Finden solche Ereignisse mit hoher Intensität in sehr kurzer Zeit oder bei geringer Verlagerungsgeschwindigkeit statt, dann kann es zu lokalen Überschwemmungen kommen (auch als "flash flooding" bezeichnet). Um die ursächlichen Vertikalbewegungen zu ermöglichen, muss die atmosphärische Umgebung konvektiv instabil geschichtet sein. Das bedeutet, dass ein aus bodennahen Schichten gehobenes Luftpaket oberhalb des Hebungskondensationsniveaus eine Höhe erreicht, ab der es durch thermischen Auftrieb selbständig aufsteigen kann. Dies ist gegeben, wenn die vertikale Temperaturabnahme der Umgebung größer ist als die feuchtadiabatische Abkühlungsrate des aufsteigenden Luftpakets. Das Integral der Temperaturdifferenz zwischen Luftpaket T_{par} und Umgebung T_{env} ist die für

Auftriebsbeschleunigungen verfügbare potentielle Energie

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T_{par} - T_{env}}{T_{env}} dz, \quad (1)$$

wobei LFC und EL die untere und obere Grenze des Bereichs positiver Temperaturdifferenz markieren. An der Wolkenobergrenze kann durch die Auftriebsbeschleunigung eine theoretische maximale Vertikalwindgeschwindigkeit

$$w_{max} = \sqrt{2CAPE} \quad (2)$$

erreicht werden. Allerdings treten in einer realen Wolke eine Reihe wechselwirkender Faktoren auf, die diesen Wert signifikant reduzieren. Dazu zählt das Einmischen ungesättigter Umgebungsluft ("entrainment"), wodurch die Luft im Aufwindbereich einerseits abgekühlt wird und zudem durch die Trägheit der Umgebungsluft Arbeit verrichtet werden muss, um die eingemischte Luft zu beschleunigen. Der Einfluss des Entrainment ist umso stärker, je trockener und kälter die einbezogene Umgebungsluft ist. Der Aufwind in der Wolke erfährt eine weitere Dämpfung durch das Gewicht des kondensierten Wassers ("precipitation loading"), durch turbulente Reibungskräfte sowie durch die vertikale Druckgradientkraft nicht-hydrostatischer Druckstörungen an der Ober- und Unterseite des Aufwindgebietes (Houghton, 1985).

Doswell et al. (1996) zählen neben der Stärke des Aufwinds auch die Niederschlagseffizienz zu den ausschlaggebenden meteorologischen Voraussetzungen für konvektive Starkniederschläge. Das Verhältnis von kondensiertem Wasser und am Boden ankommendem Niederschlag ist in hochreichenden Konvektionswolken hauptsächlich vom Grad der Verdunstung und vom Abtransport kondensierter Partikel mit dem Wind abhängig. Bei starker vertikaler Windscherung wird ein beträchtlicher Teil des Kondensats aus der Wolke verfrachtet und verdunstet im lateralen Absinkbereich. Andererseits bewirkt eine Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe eine Neigung des Aufwindschlotes, so dass darin weniger Niederschlagspartikel verbleiben und den Auftrieb dämpfen. Der Grad der Organisation konvektiver Zellen in Form von Multizellkomplexen bis hin zu Superzellen spielt daher ebenfalls eine entscheidende Rolle bei der Beurteilung des Potentials unwetterartiger Niederschläge.

Die Modellierung einzelner Konvektionszellen mit numerischen Wettervorhersagemodellen ist bereits von Weisman & Klemp (1982) in idealisierten Rechnungen zur Untersuchung von Superzellenstrukturen genutzt worden. Bedingt durch größere Rechenkapazitäten ist es heute möglich, solche kleinskaligen Phänomene auch im operationellen Betrieb zu erfassen. Allerdings ist es gegenwärtig auf dem mit $7km$ relativ groben Gitter des ganz Europa abdeckenden LME noch unumgänglich, diejenigen Prozesse, die sich im subskaligen Bereich abspielen, mithilfe von physikalischen Parametrisierungen abzuschätzen. Im Fall subskaliger Niederschlagsprozesse ist deren Initiierung vom Überschreiten eines Schwellwertes der Feuchteflusskonvergenz abhängig. Wird die Anströmung eines Hindernisses mit einer potentiell instabilen Luftmasse zeitlich konstant gehalten, dann kann dieser Schwellwert durch die luvseitig konvergente Strömung erreicht werden und es werden ortsfeste Starkniederschlagsfelder simuliert (Zimmer, 2006). Der Nachteil solcher parametrisierter Niederschlagsprozesse liegt darin, dass die Wechselwirkung der Zellen mit der Umgebung nur unzureichend erfasst wird, insbesondere betrifft dies die Verteilung der Auf- und Abwindbereiche sowie deren räumliche und zeitliche Entwicklung.

Mit der bevorstehenden Einführung des "Lokalmodell Kürzestfrist" (LMK), welches numerische Wettervorhersagen für das Gebiet Mitteleuropas mit einer Maschenweite von

2.8km erzeugt, wird es möglich sein, kleinräumige konvektive Niederschlagsprozesse explizit aufzulösen. Im vorliegenden Artikel soll die Fähigkeit des Modells untersucht werden, intensive Starkniederschlagsprozesse in einer instabil geschichteten Atmosphäre zu erfassen.

2 Simulationsergebnisse

2.1 Modellinitialisierung

Alle Modellläufe wurden mit einer horizontalen Gitterweite von 2.8km gerechnet. Die idealisierte, horizontal homogene Strömung wurde mittels des von Zimmer (2006) beschriebenen Verfahrens aus einem vorgegebenen Vertikalprofil von Temperatur, spezifischer Feuchte und Windgeschwindigkeit generiert und hydrostatisch balanciert. Neben der Berücksichtigung der Coriolisterme wurde auch die Strahlungsparametrisierung aktiviert, um möglichst realistische Ergebnisse in Bezug auf die Wechselwirkung von konvektiven Zellen mit eventuell entstehenden strahlungsbedingten Inhomogenitäten (tiefe Wolken etc.) zu erhalten. Die Berechnung des skaligen Niederschlags erfolgte unter Verwendung des prognostischen Schemas, welches Graupel als zusätzliche Komponente zu Wolkenwasser, Wolkeneis, Schnee und Regenwasser einbezieht.

2.2 Sensitivitätsstudie: Labilität

Für die Sensitivitätsstudie bezüglich der Abhängigkeit der Niederschlagsstärke von verfügbarer Labilität $CAPE$ wurde ein ebenes Modellgebiet der Größe $420 \times 420 km^2$ gewählt. Um die Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten, ist das vertikale Temperatur- und Feuchteprofil bis zur Höhe der konvektiven Mischungsschicht $ML \approx 2km$ für alle untersuchten Profile identisch vorgegeben. Bei Bodentemperatur und -taupunkt von 30 bzw. 20°C ergibt sich dann ein einheitliches Hebungskondensationsniveau $LCL \approx 1200m$. Oberhalb der Mischungsschicht wird der Gradient der potentiellen Temperatur $\partial\Theta/\partial z$ variiert, so dass es zu den in Abbildung 1 dargestellten Temperaturverläufen kommt. Die Taupunktdifferenz in den höheren Schichten ist mit maximal 5K in Tropopausenhöhe möglichst gering gehalten, um das Einmischen trockener Umgebungsluft in den Wolkenturm zu minimieren.

Da es aufgrund der zum Teil sehr hohen atmosphärischen Instabilität sofort zu konvektiven Umlagerungen im gesamten Modellgebiet kommen und dies vor allem von den Modellrändern ausgehend zu Störungen der Strömung führen würde, sind alle Eingangsprofile oberhalb der Mischungsschicht durch eine flache Temperaturinversion ergänzt worden (siehe Abb. 1, links). Dadurch ist für die Auslösung des selbständigen konvektiven Auftriebs eine bestimmte Vertikalbewegung notwendig, um die stabile Schicht zu durchdringen. Dies kann durch Hebung an Fronten, mesoskaligen Konvergenzlinien (z.B. "outflow boundaries") oder auch durch differentielle solare Einstrahlung erreicht werden. Im Fall idealisierter Modellsimulationen kann solch eine Störung unter Verwendung einer Warmluftblase (nach Weisman & Klemp, 1982) imitiert werden. Dazu wird dem Temperaturfeld eine erwärmte Zone von 2K überlagert, deren Zentrum sich in 1400m Höhe befindet und einen Radius von 10km in horizontaler Richtung aufweist. Auf diese Weise wird die Temperaturinversion erodiert und es kommt unmittelbar nach dem Start der Simulation zu Aufwärtsbewegungen oberhalb der Blasenmitte.

Nach etwa 30 Minuten Integrationszeit erreicht die durch die Warmluftblase ausgelöste Konvektionszelle das Stadium intensivster Hebung (Abb. 1, rechts). Gemäß Gleichung (2) nimmt die simulierte maximale Vertikalbewegung w_{max} proportional mit der verfügbaren

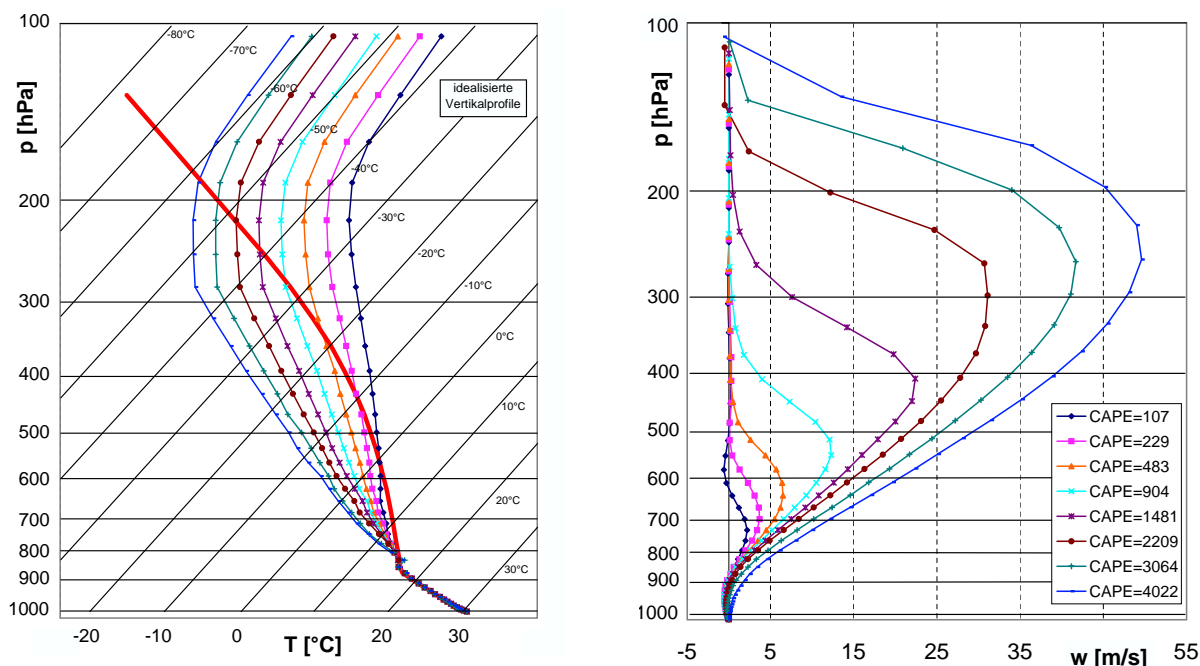


Abbildung 1: Links: Eingangprofile der vertikalen Temperaturverteilung (dünne Linien) dargestellt als Skew-T-Diagramm. Die fett durchgezogene Linie markiert die vom gemeinsamen Hebungskondensationsniveau ausgehende Pseudoadiabate. Rechts: Mit dem LMK simulierte Vertikalwindgeschwindigkeiten w [ms^{-1}] in der Konvektionszelle nach 30 Minuten in Abhängigkeit von der Labilitätsenergie $CAPE$ [Jkg^{-1}].

Labilitätsenergie $CAPE$ zu. Die größten Werte werden erst am Oberrand der Zellen erreicht, da ein von unten aufsteigendes Luftpaket solange beschleunigt wird, bis es wieder kälter ist als die Umgebung. Allerdings nimmt w_{max} meist nur rund die Hälfte des theoretisch möglichen Maximalwertes an, da ein Teil der Auftriebsenergie der Abbremsung durch von außen eingemischte kühlere Umgebungsluft sowie der nach unten gerichteten Störungsdruckgradientkraft entgegen wirken muss (siehe Kap. 1).

Der in Abbildung 2 dargestellte zeitliche Verlauf von w_{max} im Modellgebiet zeigt, dass die Modellläufe mit geringerem $CAPE$ den Höhepunkt der Konvektion aufgrund ihres schwächeren Aufwinds erst später erreichen. Zudem durchlaufen die 4 Konfigurationen mit geringer Labilität nur einen Zyklus und zerfallen nach etwa anderthalb Stunden. Die bodennah induzierte Konvergenz der nach allen Seiten der Zelle ausströmenden Kaltluft reicht in diesen Fällen nicht aus, um die vorgegebene Inversion oberhalb der Mischungsschicht erneut zu durchbrechen. Anders verhält sich das bei den 4 labilsten Eingangprofilen. Je intensiver die ursprüngliche Zelle ausgeprägt ist, desto stärker wird die Verteilung des Horizontalwinds in der unmittelbaren Umgebung modifiziert. Aus Gründen der Massenerhaltung muss die in den unteren Schichten zusammenfließende Luft im oberen Bereich der Zelle wieder ausströmen. Dadurch findet ein Impulstransport aus dem Zellaufwind in die angrenzende Zone statt, wodurch sich eine vertikale Windscherung einstellt, die wiederum die Struktur des gesamten Zellkomplexes beeinflusst. In den beiden instabilsten Fällen bewirkt diese Modifizierung des Windfeldes sogar eine stetige Neubildung an der Rückseite der Zelle (stromaufwärts). Die unterschiedliche zeitliche Entwicklung lässt sich in Abbildung 3 erkennen. Während die ursprüngliche Zelle nach einer halben Stunde noch in allen Fällen gleich positioniert ist, driften die 6 schwächeren Zellen mit dem mittleren Wind in der Wolkenschicht nach Süden ab und weisen nur noch in mittleren Schichten Hebung auf. Die beiden anderen erstrecken sich dagegen noch über die gesamte Troposphäre

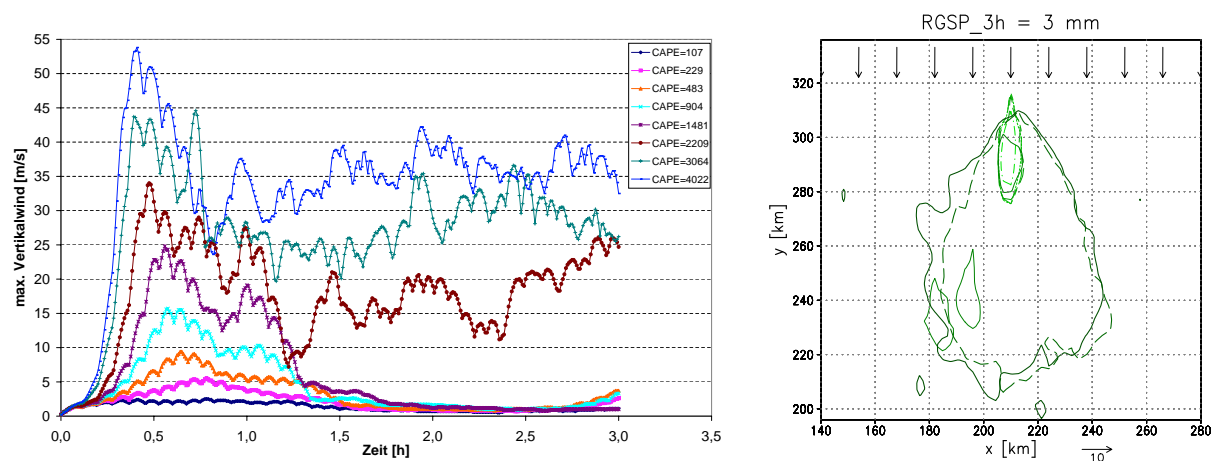


Abbildung 2: Links: Zeitlicher Verlauf der simulierten maximalen Vertikalwindgeschwindigkeit w_{max} [ms^{-1}] für die in Abbildung 1 gezeigten Eingangsprofile. Rechts: Horizontale Ausdehnung der 3 mm-Isohyete des dreistündigen Niederschlags für die verschiedenen Eingangsprofile (Konturen wegen Übersichtlichkeit geändert). Die beiden Profile mit der größten Instabilität sind durch dickere Konturen hervorgehoben. Die Pfeile markieren die Horizontalwindverteilung [ms^{-1}] stromaufwärts.

und befinden sich weiter stromaufwärts. Ähnliches ist auch beim Vergleich der Wolkenbegrenzung (Schwellwert des Kondensats $q = 0.05gkg^{-1}$) zu beobachten, wengleich hier vor allem das instabilste Profil herausragt ($CAPE \approx 4000Jkg^{-1}$, vgl. Maximum bei $t = 1h$ in Abb. 2).

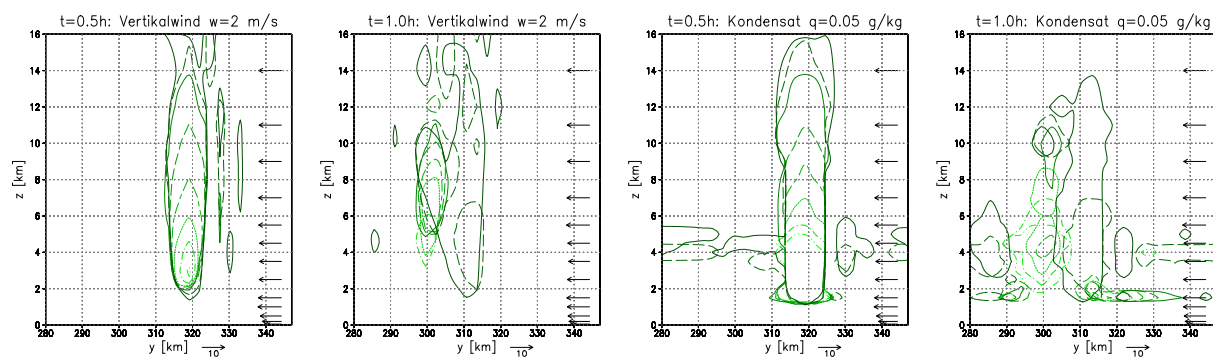


Abbildung 3: Vertikalschnitt durch die Konvektionszelle zu den Zeitpunkten $t=0.5$ und $1.0h$. Dargestellt sind die Schwellwerte der Vertikalwindgeschwindigkeit w (links) und des kondensierten Wolkenwassers q (rechts) für die acht Eingangsprofile aus Abbildung 1 (Konturlinien analog zu Abbildung 2, rechts). Die beiden Profile mit der größten Instabilität sind durch dickere Konturen hervorgehoben. Die Pfeile markieren die Horizontalwindverteilung [ms^{-1}].

Bei Betrachtung der geschilderten räumlichen und zeitlichen Verteilung der Vertikalbewegung würde ebenfalls eine kontinuierliche Zunahme der Niederschlagsintensität nahe liegen. Die Komplexität der thermodynamischen Wechselwirkungen in- und außerhalb der Zelle verändert dieses Bild jedoch. So nimmt zwar die innerhalb der ersten zwei Stunden simulierte maximale Niederschlagsintensität bis etwa $500Jkg^{-1}$ zu (Tab. 1), aber mit weiter wachsender Instabilität verringert sie sich sogar wieder um bis zu 25%. Dies ist auf die etwas schnellere Verlagerung der intensiveren Zellen zurückzuführen, weil das Ausströmen

der mit dem Niederschlag verbundenen Kaltluft ebenso verstärkt wird. In den bereits beschriebenen Fällen mit extremer Labilität (Läufe 07 und 08) wird dieser Effekt durch die gleichzeitige Beschleunigung der Höhenströmung aber kompensiert. Hier ist vor allem die Neubildung an der Rückseite der Ausgangszelle für die markant höhere Niederschlagsrate verantwortlich. Die Ausdehnung des Gebietes mit mindestens 3mm nach drei Stunden ist in Abbildung 2 (rechts) zu sehen. In den Läufen 07 und 08 wächst die ursprüngliche Zelle sehr rasch zu einem Mesoskaligen Konvektivsystem (MCS) an. Houze (1993) gibt für diesen Typ der Konvektion eine Mindestgröße des Niederschlagsgebietes von 100km in alle Richtungen an. Abbildung 4 zeigt die Ausmaße des MCS nach vier Stunden für das im folgenden Unterkapitel weiter verwendete Profil 07 mit $CAPE \approx 3000\text{Jkg}^{-1}$. Zu diesem Zeitpunkt erreicht das System seine höchste Intensität. Auffällig ist hier vor allem das stark modifizierte Windfeld auf der 300hPa Druckfläche (Vektoren in Abb. 4, rechts), welches ein großflächiges, allseitiges Ausströmen im oberen Teil der Wolke anzeigt. Im weiteren Verlauf bilden sich dadurch Störungen am Rand des Modellgebietes, so dass die Entwicklung über diesen Zeitpunkt hinaus nicht weiter verfolgt werden kann.

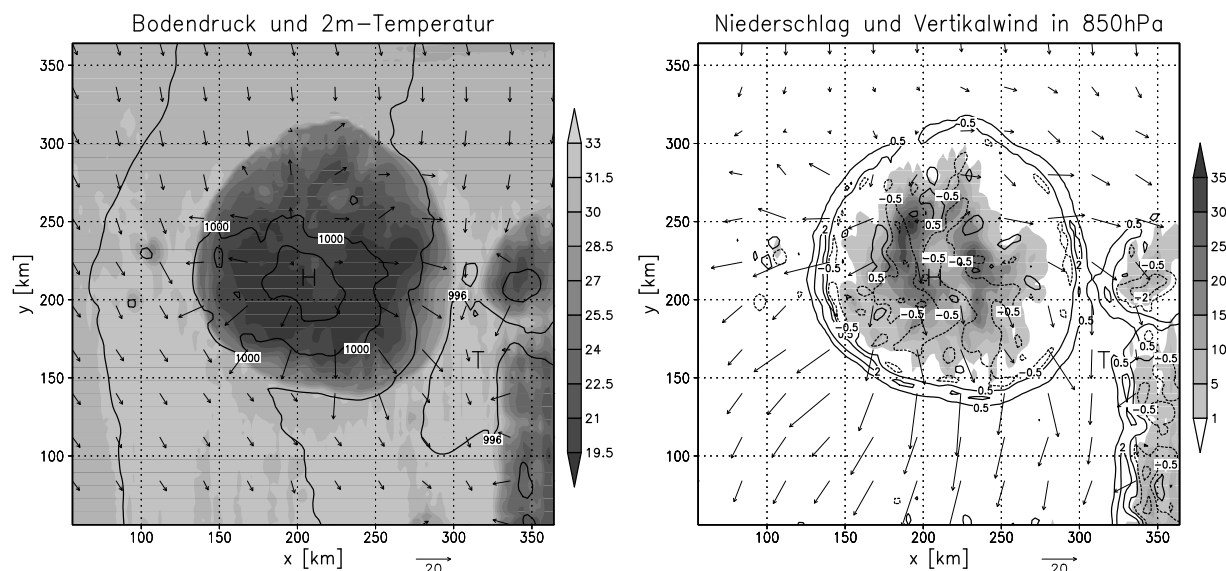


Abbildung 4: Horizontalschnitt durch ein nach vier Stunden Integrationszeit voll ausgebildetes Mesoskaliges Konvektivsystem (MCS). Die Initialisierung der Modellsimulation erfolgt mit einem potentiell extrem instabil geschichteten Profil ($CAPE \approx 3000\text{Jkg}^{-1}$, siehe Abb. 1) und weist keine vertikale Windscherung auf ($U = 10\text{ms}^{-1}$). Die vorgegebene Windrichtung ist Nord. Links: 2m-Temperatur (Schattierung, [°C]), Bodendruck (Konturlinien, [hPa]) und Windvektoren auf dem untersten Modelllevel (17m Höhe). Rechts: Niederschlagsrate (Schattierung, [mmh^{-1}]), Vertikalwindgeschwindigkeit in 850hPa (Konturlinien ± 0.5 und 2ms^{-1}) und Windvektoren auf der 300hPa-Druckfläche.

2.3 Sensitivitätsstudie: Windgeschwindigkeit und -scherung

Die Verteilung der horizontalen Windgeschwindigkeit beeinflusst in hohem Maße sowohl die Verlagerungsgeschwindigkeit als auch die Struktur und Anordnung der Zellen. Es hängt zu einem großen Teil von der vertikalen Windscherung ab, ob sich eine entstandene konvektive Zelle zu einem Multizellkomplex oder einer Superzelle weiterentwickelt, oder ob sie sich nach dem Einsetzen des Niederschlags im Aufwind wieder auflöst (Weisman & Klemp, 1984). Mittels des Temperaturprofils aus Lauf 07 mit $CAPE \approx 3000\text{Jkg}^{-1}$ wird

Lauf	CAPE Jkg^{-1}	Wind ms^{-1}	max. Intensität $mm/15min$	max. Menge $mm/3h$	Flächenmittel $mm/3h$	Typ
01	107	10	1.0	2	0.01	Einzelzelle
02	229	10	5.0	5	0.02	Einzelzelle
03	483	10	6.5	8	0.04	Einzelzelle
04	904	10	6.5	9	0.04	Einzelzelle
05	1481	10	6.0	8	0.04	Einzelzelle
06	2209	10	5.0	9	0.10	Einzelzelle
07	3064	10	11.0	49	1.56	MCS
08	4022	10	11.0	46	2.25	MCS
09	3064	0	9.0	57	1.88	MCS
10	3064	5	11.0	50	1.38	MCS
11	3009	5..15	11.0	22	1.19	MCS
12	3009	5..25	14.5	23	1.50	Superzelle
13	3064	5..0	11.0	70	1.55	MCS
14	3064	10..5	11.0	53	1.54	MCS
15	3064	10..5..10	11.0	63	1.54	MCS

Tabelle 1: *Modellsimulationsergebnisse der Sensitivitätsstudien bezüglich CAPE (Läufe 01-08) und Windprofil (Läufe 09-15). Das Flächenmittel des dreistündigen Niederschlags bezieht sich auf ein Gebiet von $200 \times 200 km^2$ Größe.*

über die Variation der initialisierten Windverteilung untersucht, welchen Einfluss diese auf Niederschlagsintensität und -menge ausübt.

Die Ergebnisse der LMK-Simulationen sind in Tab. 1 aufgelistet. Es wird ersichtlich, dass die Simulationen in ruhender Atmosphäre (09) bzw. mit $5ms^{-1}$ in allen Höhen (10) nur unwesentlich größere dreistündige Niederschlagsmengen als der Vergleichslauf mit $10ms^{-1}$ (07) hervorrufen. Der Grund dafür ist in der Ausbreitungsgeschwindigkeit des entstehenden konvektiven Systems zu suchen, welche maßgeblich vom bodennahen Ausfließen der niederschlagsbedingten Kaltluft ("cold pool") bestimmt wird. Betrachtet man die Rückseite des Systems, so bewirkt die nachströmende Luft in den unteren Schichten bei moderaten Windgeschwindigkeiten eine zusätzliche Konvergenz beim Zusammentreffen mit der kühlen Luft aus der Konvektionszelle. Demgegenüber reduziert sich dieser hebungsverstärkende Effekt bei schwächeren Winden stromaufwärts. Dennoch wird insgesamt in den beiden Fällen geringerer Winde etwas mehr Niederschlag simuliert aufgrund der langsameren Verlagerung des gesamten Systems.

Eine Änderung des Horizontalwindes mit der Höhe führt innerhalb des Aufwindschlothes dazu, dass dieser eine Neigung in der vertikalen Ebene erfährt. Dadurch gelangen weniger Niederschlagspartikel in die vergleichsweise warme Aufwärtsbewegung, womit die auftriebsreduzierenden Effekte von Niederschlagskühlung und -last vermindert werden. Da sich das bodennahe Nachströmen der feucht-warmen Umgebungsluft erst nach einer gewissen Zeit einstellt (mit der auslösenden Warmluftblase wird erst einmal nur ein kleiner Teil einbezogen), kann auch die Stärke des Aufwinds anfänglich nicht das gesamte Potenzial der Luftmasse "ausnutzen". Weil die vertikale Windscherung aber eine längere Zellebensdauer begünstigt, sind aus diesem Grund auch die Voraussetzungen für einen intensiveren Aufwind gegeben. Im Rahmen dieses Artikels wurde ein Fall moderater Geschwindigkeitszunahme (Lauf 11) und einer mit starker Windscherung (12) numerisch simuliert. Die Modellergebnisse sind wieder in Tab. 1 aufgelistet. Es zeigt sich, dass sich die Niederschlagsintensitäten zwar anfänglich kaum unterscheiden, jedoch nach etwa drei Stunden vor allem in Lauf 12 mit bis zu $14.5mmh^{-1}$ deutlich stärker ausfallen als im Referenzlauf 07 in ungescherter Umgebung. Dies ist auch anhand der maximalen Ver-

tikalbewegung auszumachen, welche in dieser Superzelle mit bis zu 62ms^{-1} in Tropopausennähe zeitweise nah am theoretischen Maximum liegt (nach Gleichung (2) beträgt $w_{max} = 77\text{ms}^{-1}$). Allerdings bleiben die kumulierten Niederschlagsmengen beide Male wegen der progressiven Verlagerung der Zellen deutlich unter den simulierten Werten der schwachwindigen Eingangsprofile.

Eine weitere Serie von Modellrechnungen wurde mit von unten nach oben abnehmender Windgeschwindigkeit (Läufe 13 und 14 in Tab. 1) bzw. mit einem Minimum in der mittleren Troposphäre (15) durchgeführt. Die daraus zu erwartende Minderung des über die gesamte vertikale Ausdehnung der Wolke gemittelten Windes führt einerseits zu einer langsameren Ausbreitung des sich bildenden Kaltluftkörpers, da sich auch der abwärts transportierte Impuls abschwächt (Corfidi, 2003). Außerdem tritt in allen drei Fällen eine stromaufwärts gerichtete Komponente der Verlagerung auf (rückseitige Neubildung). Corfidi begründet diese Beobachtung mit der an dieser Stelle verstärkt auftretenden Konvergenz von nachströmender "unverbrauchter" Luft und der Kaltluft aus dem Zellinnern. Das Maximum der Windgeschwindigkeit in tiefen Schichten (Low Level Jet) sorgt dafür, dass die Zellregeneration an diesem besagten nördlichen Rand des konvektiven Systems eine verlängerte Niederschlagsdauer mit entsprechend höheren dreistündigen Mengen bewirkt. Am auffälligsten ist dieser Effekt im Fall des Windprofils mit einem Minimum in ca. 5.5km Höhe (15). Im Vergleich zum Lauf 13 werden hier trotz der um mehr als 5ms^{-1} höheren mittleren Windgeschwindigkeit annähernd dieselben Mengen simuliert. Hier wirkt sich der durch die stärkeren Winde an der Wolkenoberseite begünstigte Abtransport von unten aufsteigender Masse fördernd auf die Zirkulation des gesamten Zellverbundes aus (analog zu den Rechnungen mit positiver vertikaler Windscherung).

2.4 Wechselwirkung mit Orografie

Die bisher vorgestellten Modellrechnungen wurden über einer ebenen Landfläche ohne orografische Hindernisse gestartet. Inwiefern orografische Erhebungen die Verteilung der Niederschlagsmengen beeinflussen können, wird exemplarisch anhand des niederschlagsreichsten Setups (Lauf 15, bis 103mm nach 4h) demonstriert. Für diese Serie ist die LMK-Modellorografie in Mitteleuropa genutzt worden (siehe Ausschnitt der östlichen Mitte Deutschlands in Abb. 5).

Die Windrichtung wurde mit 200° gewählt, da diese Richtung typisch ist für die Zufuhr feucht-warmer Luftmassen aus SW-Europa und zudem den vermeintlich geringsten Einfluss vorgelagerter Mittelgebirge (Thüringer Wald, Bayerischer Wald) aufweist. Zur Beschleunigung der Zellauslösung wurde die künstliche Warmluftblase im Erzgebirgsvorland (nahe Chemnitz) platziert. Nach einer Stunde Integrationszeit hat die so initiierte Zelle ihr erstes Maximum der Aufwärtsbewegung überschritten und es beginnt, analog zum Vergleichsfall ohne Orografie, das Ausfallen des kondensierten Wasserdampfs als Niederschlag. Allerdings ist ein unterschiedliches Windfeld in der unmittelbaren Umgebung der Zelle festzustellen. Nahe der Zelle im Erzgebirgsvorland wird der ursprünglich initialisierte Low Level Jet deutlich geringer simuliert, so dass die im ebenen Fall auftretende rückseitige Neubildung nicht beobachtet werden kann. Stattdessen driftet die sich abschwächende Zelle mit dem mittleren Wind nach Nordosten ab. Da sich bereits nach einer Stunde weitere Zellen entlang bzw. knapp nördlich des Erzgebirgskamms gebildet haben, kommt es wenig später zu Wechselwirkungen der sich horizontal ausbreitenden Kaltluftkörper. In Abbildung 5 (links) sind diese anschaulich anhand der Konvergenzonen in der Bodenströmung zu erkennen. Der in allen Konvektionszellen zum Zentrum zeigende Scherungswindvektor (Differenzvektor zwischen Wind in 6km Höhe und Boden-

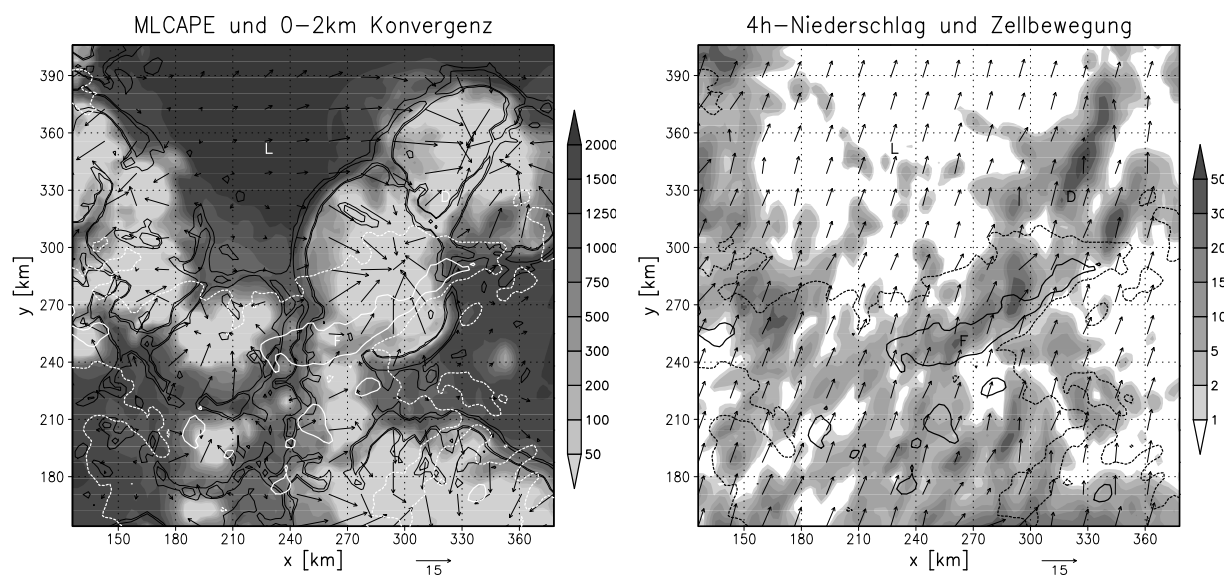


Abbildung 5: Links: Mixed-Layer CAPE (Schattierung, $[Jkg^{-1}]$), Konvergenz des Horizontalwindes in den untersten 2km (schwarze Konturlinien 0.5 , 1 und $5 \cdot 10^{-3} s^{-1}$) und Scherungswindvektoren zwischen 6km und Boden nach drei Stunden. Die 400- und 700m-Höhenlinien der Orografie sind weiß dargestellt. Buchstaben kennzeichnen die Stationen Leipzig (L), Dresden (D) und Fichtelberg (F). Rechts: Simulierter vierstündiger Niederschlag (Schattierung, $[mm]$) sowie Vektoren des mittleren Windes zwischen den Druckflächen 850 und 300hPa.

wind) verdeutlicht die vom Ausfließen der bodennahen Kaltluft dominierte Struktur der Gebilde. Die ebenfalls in Abbildung 5 (links) erkennbare Verringerung der verfügbaren Labilitätsenergie *MLCAPE* ("Mixed-Layer CAPE", bezogen auf ein Luftpaket, das seinen Aufstieg in der durchmischten Grenzschicht beginnt) in den angrenzenden Gebieten ist auf die Erwärmung der oberen Troposphäre durch ausgleichende Absinkbewegungen zurückzuführen. Die stärksten Niederschläge treten an den Stellen auf, wo sich die Antriebe durch Konvergenz addieren (Abb. 5, rechts). Hierbei werden zwar in etwa dieselben maximalen Niederschlagsraten wie im Vergleichsfall 15 erreicht, bedingt durch die zeitlich begrenzte Hebung bleiben die Gesamtmengen aber deutlich hinter den simulierten Werten ohne Orografie zurück.

Das von Zimmer (2006) beschriebene, infolge einer Anströmung des Erzgebirges aus nord-nordwestlicher Richtung entstehende Muster der konvektiven Niederschlagsverteilung bei Verwendung der *7km*-Version des LM, ist noch einmal mittels eines Kontrolllaufs mit den atmosphärischen Ausgangsbedingungen aus Lauf 15 untersucht worden. Nach rund einer Stunde nord-nordwestlicher Anströmung entwickeln sich zwar auch hier zahlreiche kleinere Konvektionszellen an den luvseitigen Hängen des Erzgebirges (nicht gezeigt), diese sind aber zumeist von kurzer Lebensdauer und driften zudem nach Tschechien ab. Aufgrund der Tatsache, dass der Niederschlag am Boden erst etwa 30 Minuten nach der Zellauslösung einsetzt (siehe Abschnitt 2.2), fallen die vierstündigen Summen mit maximal $15mm$ im Kammgebiet sehr viel geringer aus als in der zitierten Modellsimulation mit verwendeter Parametrisierung subskaliger Niederschlagsprozesse. Ähnlich wie im Fall der Anströmung aus 200° (SSW) werden die mit Abstand stärksten Hebungsprozesse beim Zusammentreffen von mesoskaligen Konvergenzlinien zweier oder mehrerer individueller Zellen modelliert. Der sich östlich ausbreitende Teil eines entstandenen Zellkomplexes im Thüringer Wald verursacht ab etwa vier Stunden Simulationszeit eine

erhebliche Verstärkung der Aktivität in Südwestsachsen, welche die bis dahin kumulierten Mengen um das 4-6fache übertrifft.

2.5 Fallstudie: 16. Juni 2006

Vorderseitig eines von der Nordsee nach Osten ziehenden Höhentiefs kam es am 16. Juni 2006 im östlichen Teil Deutschlands zu einzelnen schweren Gewittern. Abbildung 6 zeigt die großräumige Strömung in Mitteleuropa um 12UTC. Etwa ab diesem Zeitpunkt entwickelten sich im Lee von Thüringer Wald und Erzgebirge einzelne Gewitterzellen, die sich in nordöstlicher Richtung fortbewegten. Einige von ihnen wiesen eine lange Lebensdauer auf und scherten aus der allgemeinen Zugrichtung (Südwest-Nordost) nach Osten aus. Damit verbunden waren neben stellenweise sehr großem Hagel bis 6cm Durchmesser (z.B. in der Leipziger Innenstadt) auch lokale Überschwemmungen durch diese Superzellen, welche sich in der instabil geschichteten Luftmasse mit signifikanter vertikaler Windscherung herausbilden konnten.

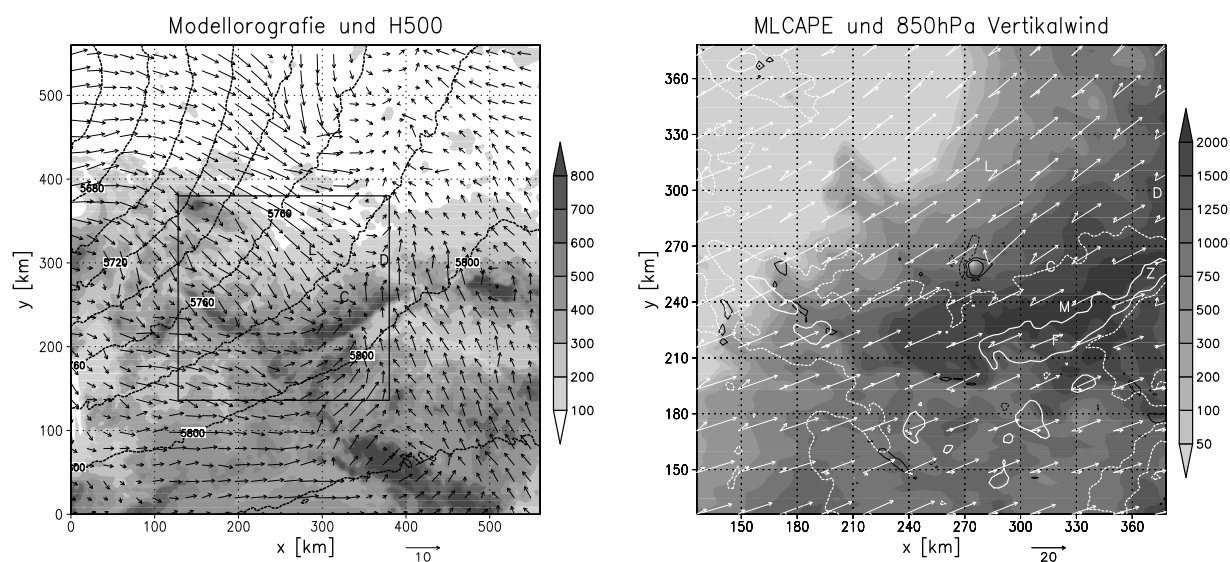


Abbildung 6: Links: LMK-Modellorografie (Schattierung, [m]), modellierte Höhe der 500hPa-Fläche (Konturen, [gpm]) und Bodenvindvektoren am 16.06.06 um 12UTC. Rechts: Mixed-Layer CAPE (Schattierung, [Jkg^{-1}]), Vertikalwindgeschwindigkeit in 850hPa (schwarze Konturlinien ± 0.5 und 2ms^{-1}) und Windvektoren in 500 und 850hPa um 16UTC. Die 400- und 700m-Höhenlinien der Orografie sind weiß dargestellt. Buchstaben kennzeichnen die Stationen Leipzig (L), Dresden (D), Chemnitz (C), Marienberg (M), Zinnwald-Georgenfeld (Z) und Fichtelberg (F).

Die LMK-Simulation auf dem in Abbildung 6 dargestellten Modellgebiet wurde mit Randwerten des operationellen LME-Vorhersagelaufes von 00UTC angetrieben. Bis zum Zeitpunkt 18UTC wird lediglich eine konvektive Zelle modelliert, die gegen 14UTC durch bodennahe Konvergenz im Thüringer Wald ausgelöst wird und sich zu einer nach Osten ausscherenden Superzelle verstärkt. In Abbildung 6 (rechts) ist erkennbar, dass sie sich zum Zeitpunkt ihrer stärksten Aktivität im Randbereich hoher konvektiver Instabilität bewegt. Bedingt durch die südliche Komponente des bodennahen Windes im Lee des Erzgebirges steuert die einbezogene Luft den Richtungsanteil zur notwendigen vertikalen Windscherung bei. Der Vertikalschnitt durch die Zelle (Abb. 7, links) veranschaulicht die Neigung des Aufwindgebietes nach Norden, wodurch ein Teil der gebildeten

Niederschlagspartikel nördlich dieses Schlotes ausfällt und so eine geringere Dämpfung der Aufwärtsbewegung resultiert. Außerdem ist die Verkopplung von Konvergenz in Bodennähe und Divergenz in Ambosshöhe zu erkennen, die unmittelbar aus dem Gesetz der Massenerhaltung folgt.

Die vom LMK ausgegebenen Niederschlagsmengen im Zeitraum 12UTC bis 00UTC am 17.06. (Abb. 7, rechts) lassen die Zugbahn der beschriebenen Superzelle nachvollziehen. Die beiden anderen Hauptniederschlagszonen im Erzgebirge sowie nordwestlich von Dresden entstammen schwächeren Zellen, welche ab 18UTC mit dem Durchgang der Kaltfront simuliert wurden. Beim Vergleich mit Messwerten einiger sächsischer Stationen (Zahlenwerte in der Abbildung) im selben Zeitraum fällt auf, dass die generelle Lage der konvektiven Aktivität recht gut erfasst wurde. Allerdings erscheinen zum einen die modellierten Niederschlagsmaxima deutlich zu niedrig, zum anderen kommt es nicht zu der im Leipziger Raum für enorme Hagelschäden verantwortlichen Zelle gegen 18UTC. Eine mögliche Unterdrückung der Konvektion in diesem Gebiet könnte in der zu früh sinkenden Temperatur im LMK begründet sein. Die kurz vor dem Durchzug der Hagelzelle in Leipzig gemessene 2m-Temperatur lag mit fast 25°C etwa 5K über der des LMK. Das Eintreffen der von Westen herannahenden Bodenkaltfront wurde um etwa zwei Stunden zu früh simuliert (nicht gezeigt), so dass es zu keiner weiteren Auslösung westlich von Leipzig kommen konnte.

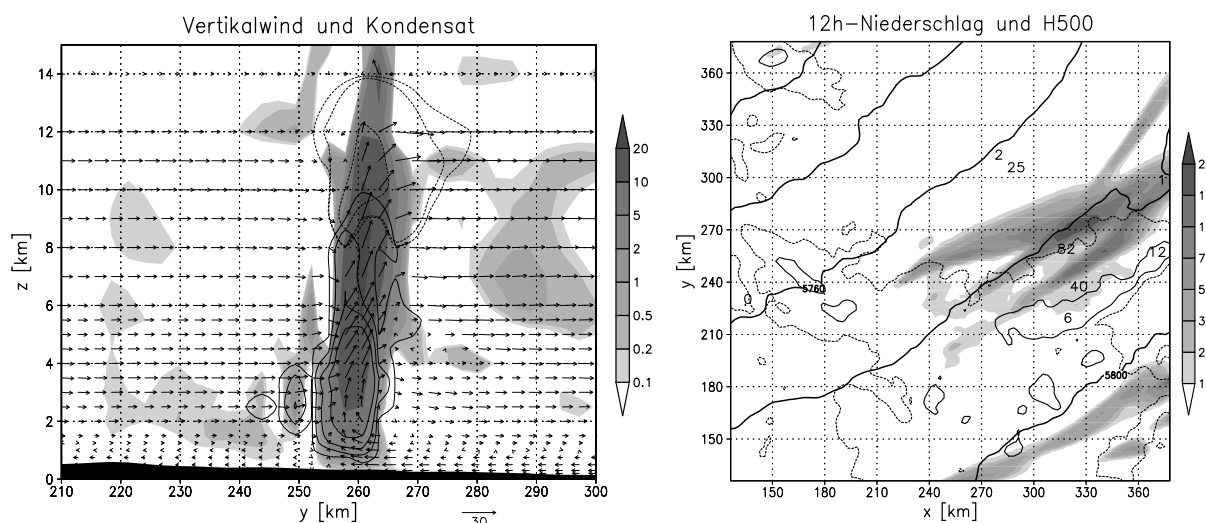


Abbildung 7: Links: Vertikalschnitt in Süd-Nord-Richtung durch die in Abbildung 6 (rechts) sichtbare Konvektionszelle westlich von Chemnitz. Gebiete positiver Vertikalbewegung sind schattiert dargestellt, die Konturlinien repräsentieren Wolkenwasser q_c [gkg^{-1}] (durchgezogen) und Wolkeneis q_i [gkg^{-1}] (gestrichelt). Die Pfeile stellen den Wind in der y - z -Ebene dar. Rechts: Simulierter 12-stündiger Niederschlag bis zum 17.06.06 00UTC (Schattierung, [mm]) sowie Höhe der 500hPa-Fläche [gpm] um 18UTC. Niederschlagsmessungen der ausgewählten Stationen im gleichen Zeitraum sind als Zahlen dargestellt.

3 Schlussfolgerung

Die idealisierten Modellrechnungen mit dem LMK verdeutlichen dessen grundsätzliche Fähigkeit, Niederschlagsprozesse aufzulösen, die sich auf der konvektiven Skala abspielen. Die Sensitivitätsstudie bezüglich der verfügbaren Labilitätsenergie $CAPE$ untermauert

die theoretische Relation zwischen Instabilität und resultierender Vertikalwindgeschwindigkeit w durch Auftriebsbeschleunigung im Aufwindkanal. Das theoretische Maximum von w wird aber aufgrund rücktriebender Kräfte nicht erreicht. Der Einfluss hoher Werte von $CAPE$ wirkt sich zudem auch auf die Luftströmung in der Umgebung des konvektiven Gebietes aus, da die simulierten hohen Aufwindgeschwindigkeiten eine Modifikation der Höhenwinde durch hochtroposphärisches Ausströmen bewirken. Die höchsten Niederschlagsmengen werden in den Fällen geringer Verlagerungsgeschwindigkeit mit zellrückseitiger Neubildung modelliert, wie es auch beispielsweise Davolio et al. (2006) feststellten. Die Bewegung der entstehenden Zellverbände wird neben der Dynamik der bodennah ausströmenden Kaltluft auch von der vertikalen Windverteilung bestimmt. Bei einigen Konfigurationen von vorgegebener Labilität und Windscherung konnte die für hohe Intensitäten notwendige Quasi-Stationarität beobachtet werden, wodurch die Mengen in windstiller Umgebung übertroffen werden.

Das auf diese Weise bestimmte, vermeintlich niederschlagsintensivste Eingangsprofil mit hohen Labilitätswerten und einem Minimum der Windgeschwindigkeit in der mittleren Troposphäre zeigt bei der Simulation in orografisch gegliedertem Gelände keine Verstärkung der konvektiven Prozesse. Die quasi-stationäre Zellregeneration tritt hier nicht auf, da das ursprüngliche Windprofil durch die Strömung über der Orografie kein definiertes Maximum in den unteren Schichten mehr aufweist. Die Anströmung des Erzgebirges aus nordwestlicher Richtung führt nicht zu den von Zimmer (2006) mit dem gröber aufgelösten LM simulierten flächigen Starkniederschlagsgebieten im Luv, da die hier entstandenen Zellen mit dem mittleren Wind nach Südosten abdriften. Stattdessen kommt es im Bereich zusammentreffender Konvergenzlinien individueller Zellkomplexe zu beträchtlichen konvektiven Hebungsgebieten, die keine erkennbare Bevorzugung der höher gelegenen Gebiete erkennen lassen. Die Mittelgebirgsregionen stellen allerdings abseits von frontalen Strukturen die primäre Zone für initiale Zellauslösung dar. Neben der konvergenten Strömung in bestimmten Gebieten ist auch die Labilisierung im Lee durch vertikale Streckung der Isentropen ausschlaggebend (Peristeri et al., 2000).

Die Fallstudie des Starkniederschlagsereignisses vom 16.06.06 unterstützt die Vermutung, wonach die mit dem LMK simulierten Niederschlagswerte in stark instabilen Strömungssituationen zu niedrig ausfallen. Im geschilderten Fall wird zwar die beobachtete Bildung von Superzellen in Mitteldeutschland qualitativ erfasst, jedoch verhindert das etwas zu zeitige Eintreffen der stabilisierenden Kaltfront die zweite Welle konvektiver Zellentwicklung am westlichen Rand der labil geschichteten Luftmasse.

Danksagung

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Schwerpunktprogramms SPP1167 unter der Projektnummer TE-51/22-1 gefördert. Die Randwerte des LME-Vorhersagelaufes vom 16.06.2006 wurden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) zur Verfügung gestellt.

Literatur

Atkins, N.T., Weisman, M.L., Wicker, L.J., 1999: The influence of preexisting boundaries on supercell evolution. Monthly Weather Review Vol. 127, 2910-2927.

- Bluestein, H.B., Weisman, M.L., 2000: The interaction of numerically simulated supercells initiated along lines. *Monthly Weather Review* Vol. 128, 3128-3149.
- Corfidi, S.F., 2003: Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs. *Weather and Forecasting* Vol. 18, 997-1017.
- Davolio, S., Buzzi, A., Malguzzi, P., 2006: Orographic influence on deep convection: case study and sensitivity experiments. *Meteorologische Zeitschrift* Bd. 15, Nr. 2, 215-223.
- Doswell, C.A., Brooks, H.E., Maddox, R.A., 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting* Vol. 11, 560-581.
- Houghton, D.D. (Editor), 1985: *Handbook of Applied Meteorology*. John Wiley and Sons, New York, 1461 S.
- Houze, R.A., 1993: *Cloud Dynamics*. International Geophysics Series, Nr. 53. Academic Press, San Diego, 570 S.
- Peristeri, M., Ulrich, W., Smith, R.K., 2000: Genesis conditions for thunderstorm growth and the development of a squall line in the northern Alpine foreland. *Meteor. Atmos. Phys.* Vol. 72, 251-260.
- Weisman, M.L., Klemp, J.B., 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical shear and buoyancy. *Monthly Weather Review* Vol. 110, 504-520.
- Weisman, M.L., Klemp, J.B., 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Monthly Weather Review* Vol. 112, 2479-2498.
- Zimmer, J., 2006: Initialisierung des LM mit künstlichen Eingangsdaten zur Abschätzung orografischer Effekte auf die Niederschlagsverteilung bei idealisierten Strömungssimulationen. *Wiss. Mitt. aus dem Inst. f. Meteorologie d. Universität Leipzig* Bd. 37, 149-152.

Adresse

Janek Zimmer (jzimmer@uni-leipzig.de)
Institut für Meteorologie
Universität Leipzig
Stephanstr. 3
04103 Leipzig

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig Bd. 41

Jahresbericht des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig 2006**1. Bearbeitete Forschungsprojekte****Quantifizierung topographischer Effekte in der Niederschlagsvorhersage bezogen auf typische Wassereinzugsgebiete der Elbe im Erzgebirge**
Quantification of topographic effects on predicted precipitation for typical Elbe-catchments in the Erzgebirge

Dipl. Met. J. Zimmer,
Prof. Dr. G. Tetzlaff (tetzlaff@uni-leipzig.de), Dr. A.Raabe (raabe@uni-leipzig.de)

Die extremen Niederschlagsereignisse im Jahr 2002 zeigten, dass meteorologische Wettervorhersagemodelle nicht in der Lage waren, die Niederschlagsmengen quantitativ zu prognostizieren. Als unzureichend erwies sich die Berechnung der Niederschlagsanteile beim Aufgleiten der Luft auf die Gebirgshänge. Dabei können die entsprechenden Wassereinzugsgebiete ganz unterschiedlich betroffen sein. Da sich die hydrologischen Abflussmodelle alle an Wassereinzugsgebieten orientieren, werden die meteorologischen Prognoseverfahren hier bezüglich solcher Landflächen angewendet, was deren Einbeziehung in hydrologische Fragestellungen erleichtert.

Weiterführung: Nein
Finanzierung: DFG SPP1167, TE51 /22-1

Abschätzung des maximal möglichen orografischen Niederschlags über Talsperreneinzugsgebieten in Sachsen
Estimation of possible maximum orographic precipitation for catchment areas of water reservoirs in Saxony

Prof. Dr. G. Tetzlaff (tetzlaff@uni-leipzig.de), Dr. A.Raabe (raabe@uni-leipzig.de),
Dipl. Met. J. Zimmer

Durch eine Kombination von empirischen Strömungsdaten aus Radiosonden und einem physikalisch-deterministischen Niederschlagsmodell wird der maximal mögliche orografische Niederschlag für ausgewählte Gebiete in Sachsen berechnet. Für gegebene atmosphärische Strömungsbedingungen lässt sich der orografisch induzierte Niederschlag unter der Annahme sich vom Boden nach oben fortpflanzender Vertikalbewegung mit hoher räumlicher Auflösung modellieren, so dass lokale Unterschiede der Hangneigung berücksichtigt werden können.

Weiterführung: Ja

Finanzierung: Landestalsperrenverwaltung des Freistaats Sachsen (LTV)

Arbeitsgruppen Hochatmosphäre, Akustik
Upper Atmosphere, Acoustics

Voraussetzungen für die Nutzung der GPS-Tomographie zur Assimilation von Wasserdampfverteilungen in Wettermodelle
Preconditions to GPS water vapour tomography with a resolution relevant for data assimilation in waether forecast models

Dr. A. Raabe (raabe@uni-leipzig.de), Prof. Dr. Ch. Jacobi (jacobi@uni-leipzig.de),
 Dr. M. Bender (bender@uni-leipzig.de)

Die Ausbreitung von GPS-Signalen wird durch den Wasserdampf in der Atmosphäre beeinflusst. Entsprechend aufbereitete GPS-Daten ermöglichen die räumliche Rekonstruktion der Wasserdampfverteilung in der Troposphäre. Dabei werden tomographische Verfahren genutzt, die aus einer großen Zahl von GPS-Messungen dreidimensionale Wasserdampf-Felder rekonstruieren. Die flächendeckende Nutzung von GPS-Netzwerken für meteorologische Zwecke steht noch am Anfang der Entwicklung. Im Rahmen dieses Projekts werden daher nicht nur die tomographischen Verfahren weiter entwickelt, sondern auch Simulationswerkzeuge erstellt, mit deren Hilfe der Nutzen verschiedener zukünftiger Konstellationen untersucht werden kann. Hierzu werden verschiedene Konstellationen der in Zukunft verfügbaren Navigationssysteme GPS, GLONASS und Galileo zusammen mit unterschiedlichen Ausbaustufen eines Netzwerks von GPS-Bodenstationen betrachtet. Simulationen ermöglichen Aussagen über die jeweils erreichbaren horizontalen und vertikalen Auflösungen der rekonstruierten Wasserdampf-Felder und deren Nutzen für numerische Wettermodelle.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Drittmittel (DFG SPP1167: RA 569/12-1)

Arbeitsgruppe Hochatmosphäre
Upper Atmosphere

Prozesse in der mittleren Atmosphäre
Processes in the middle atmosphere

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de), Prof. A.I.Pogoreltsev, E.V. Suvorova, A.A. Vlasov, Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg

Innerhalb des Projektes soll an der Hydrometeorologischen Universität St. Petersburg (RSHU) ein empirisches Modell stationärer planetarer Wellen in Ozonfeldern basierend auf Satelliten-Daten erstellt. Damit kann die Möglichkeit einer Abschätzung der nichtlinearen Wechselwirkung zwischen solaren Gezeiten und den stationären Wellen im Hinblick auf großskalige Ozonfeldstörungen abgeschätzt werden können. Weiterhin wird ein numerisches Modell für hochfrequente freie Moden in einer nicht-isothermen Atmosphäre mit Wärmeleitung erstellt. Die Analyse von globalen Datensätzen aus der Ionosphäre soll dem Nachweis dieser Moden dienen.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DAAD, Leonard-Euler-Stipendienprogramm

Arbeitsgruppe Hochatmosphäre
Upper Atmosphere

Vergleichstudie von Prozessen in den Atmosphären der Erde und des Mars
Comparative study of processes in the atmospheres of Earth and Mars

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de), Prof. G. Shved, P.V. Morozov,
M.U. Igonin, St. Petersburg State University

Das Projekt besteht aus den zwei Teilen „Stabil geschichtete planetare Grenzschichten auf dem Mars und der Erde: Vergleichsstudie und Parametrisierungen in meteorologischen Modellen“, sowie „Experimentelle Untersuchung von atmosphärischen Lichtstreuprozessen durch befeuchtete Rußpartikel“. Es handelt sich um ein Projekt, welches insbesondere die Kooperation zwischen der Universität Leipzig und der SPBU auf dem Gebiet der Atmosphärenwissenschaft allgemein fördern soll.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DAAD, Leonard-Euler-Stipendienprogramm

Arbeitsgruppe Hochatmosphäre
Upper Atmosphere

Analyse des Jahresgangs raum-zeitlicher Parameter interner Schwerewellen mit Hilfe von Radiometeordaten
Analysing seasonal variations of spatial-temporal parameters of internal gravity waves by radio meteoric data

Prof. Dr. Christoph Jacobi (jacobi @ rz.uni-leipzig.de),
Dr. V.N. Oleynikov, V.D. Kukush, Educational Research Center of Radioengineering
Kharkiv National University of Radioengineering

Anhand der Radarwindmessungen in Charkiv, Ukraine, im Höhenbereich 80-100 km werden die Parameter interner Schwerewellen untersucht. Die Messungen eines ganzen Jahres sollen die saisonale Variabilität dieser Parameter ergeben. Es wurde geprüft, inwieweit die Methode auf die Messungen an der Außenstelle Collm an der Universität Leipzig übertragbar sind.

Weiterführung: nein

Finanzierung: DAAD, Leonard-Euler-Stipendienprogramm

Arbeitsgruppe Hochatmosphäre
Upper Atmosphere

Empirische und semiempirische Modelle des Windes in der mittleren Atmosphäre und seiner Variabilität

Empirical and semiempirical models of middle atmosphere wind and wind variability

Prof. Dr. Christoph Jacobi, jacobi @ rz.uni-leipzig.de,

Prof. Yu.I. Portnyagin, Institut für Experimentelle Meteorologie, Obninsk, Russland,
Dr. A.N. Fahrutdinova, Universität Kasan, Radiophysics Department, Kasan,
Russland, Dr. D. Rees, Hovemere Ltd, U.K.

UKMO-Analysen des stratosphärischen Windes und der Temperatur, zusammen mit Radarwindmessungen in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (MLT) und UARS-Satellitendaten werden verwendet, um empirische Modelle des mittleren Windes, der Gezeiten und planetarer Wellen zu erstellen. Im Bereich der unteren Mesosphäre, wo wenige Messdaten vorhanden sind, werden COMMA-Modellsimulationen verwendet um diesen Bereich abzudecken.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Drittmittel (INTAS, 03-51-5380)

Arbeitsgruppe Hochatmosphäre
Upper Atmosphere

Klimatologie planetarer Wellen in der ionosphärischen F-Region unter Verwendung von GPS-TEC

Climatology of planetary waves seen in ionospheric F-region perturbations using TEC of GPS

Prof. Dr. Christoph Jacobi, jacobi @ rz.uni-leipzig.de,

Dipl.-Met. P. Hoffmann

Mit Hilfe von Karten des ionosphärischen Gesamtelektronenengehalts (Total Electron Content, TEC) werden planetare Wellen in der Ionosphäre analysiert. Diese werden mit Ergebnisse der Analyse der neutralen Atmosphäre, insbesondere Meteorradardaten von der Außenstelle Collm der Universität Leipzig verglichen, und damit, unter weiterer Verwendung des Zirkulationsmodells COMMA-LIM, Prozesse der Kopplung zwischen Neutralatmosphäre und Ionosphäre untersucht. Das Projekt erfolgt in Zusammenarbeit mit dem DLR, Institut für Kommunikation und Navigation und der Russian State Hydrometeorological University.

Weiterführung: ja

Finanzierung: Drittmittel (DFG SP 1176, JA 836/19-1)

Arbeitsgruppe Hochatmosphäre

*Upper Atmosphere***GW-CODE: Kopplungsprozesse durch Schwerewellen und ihre dekadische Variabilität*****GW-CODE: Gravity wave coupling processes and their decadal variation***

Prof. Dr. Christoph Jacobi, jacobi @ rz.uni-leipzig.de,
Dr. K. Fröhlich

Im Zirkulationsmodell COMMA-LIM werden verschiedene Parametrisierungen für Schwerewellen verwendet, um den Einfluss variierender dynamischer Antriebe auf die mittlere und obere Atmosphäre zu untersuchen, und dynamische Variationen der Atmosphäre auf der dekadischen Skala zu analysieren. Dazu erfolgt auch eine Analyse globaler Satellitendaten. Das Projekt wird in Zusammenhang mit dem FZ Jülich und dem GFZ Potsdam durchgeführt.

Weiterführung: ja

Finanzierung: Drittmittel (DFG SPP 1176, JA 836/21-1)

Erstellung eines Kataloges von Sturmfeldern der Außertropen mittels numerischer Modellierung***Preparation of a compilation of extratropic storm fields via numeric modelling***

Dipl. Met. Kai Radtke
Prof. Gerd Tetzlaff (tetzlaff @ uni-leipzig.de),

Ausgehend von historischen Sturmereignissen werden Simulationen mittels eines Mesoskaligen Modells, dem Lokal Modell des DWD, durchgeführt. Durch Variierung der Anfangs- und Randbedingungen wird die Intensivierbarkeit von Sturmzyklonen untersucht. Die Generierung verstärkter Windfelder hat das Ziel, die Abdeckung mit Extremereignissen zu erhöhen. Eine statistische Auswertung der erzeugten Windfelder soll helfen regionale Unterschiede im Risiko von Sturmschäden zu beurteilen.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Drittmittel Partner Reinsurance Company Ltd. Zürich

AG Modellierung
Modelling

Trends in der Auftrettsrate extremer Flusshochwasser in Zentraleuropa: Weser, Main und Oder***Trends in the occurrence rate of extreme river floods in central Europe: Weser, Main and Oder***

Dr. Manfred Mudelsee (mudelsee@uni-leipzig.de),
Prof. Gerd Tetzlaff (tetzlaff @ uni-leipzig.de)

Extreme Flusshochwasser gehören zu den größten Naturkatastrophen in Zentraleuropa über die letzten Jahrhunderte. Gegenwärtig wird befürchtet, daß die anthropogen verursachte Änderung der Atmosphärenzusammensetzung den Wasserkreislauf verstärkt und zu einer Erhöhung des Hochwasserrisikos führt. Bisherige Beobachtungen jedoch können derartige Anstiege nicht bestätigen — im Gegenteil: im Falle von Winterhochwassern mag der Temperaturanstieg zu einer Verminderung des Auftretens extremer, durch Eisstau bewirkter Hochwasser führen. Dieses für die Elbe und Oder von M. Mudelsee et al. zuvor ermittelte Verhalten soll in diesem Projekt für die Flüsse Weser und Main untersucht werden. Die Datenkonstruktion basiert auf den Weikinn'schen Quellentexten (bis 1850) sowie Abflussdaten (danach). In einem Teilprojekt werden die bisher problematische Datenqualität für die Oder im Zeitraum 1850–1920 durch eine Archivstudie verbessert und die Auftretsraten neu analysiert. Von M. Mudelsee in die hydrologische Praxis eingeführte statistische Schätzmethode gestatten, die Signifikanz gefundener Trends zu bestimmen. Projektergebnis wird ein differenziertes, räumlich erweitertes kausales Verständnis des Auftretens extremer Flusshochwasser in Zentraleuropa sein.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG, TE 51/23-1, -2

AG Akustik

Acoustics

Meteorologisches Beratungsverfahren für akustische Messungen bei der Bw
Meteorological advisory service for acoustic measurements of the Federal Armed Forces

Dr. Astrid Ziemann, Dipl. Met. Kati Balogh, Dipl. Met. Michael Wilsdorf, Dipl. Met. Rene Viertel
Dr. Armin Raabe (raabe@uni-leipzig.de)

Zur Beratung der Lärm-Messstellen der Bundeswehr über die von den meteorologischen Bedingungen abhängige Schallausbreitung wurde ein operationell anwendbares Verfahren entwickelt. Im Rahmen dieses Studienauftrages wird nun das existierende Beratungsverfahren wesentlich ausgebaut, indem einerseits die schallklimatologische Regionalisierung statistisch abgesichert wird und andererseits die Visualisierung der Schalldruckpegelverteilungen erweitert wird. Ebenfalls sind physikalische Erweiterungen des Schallausbreitungsmodells SMART vorgesehen. Eine Validierung des Beratungsverfahrens erfolgt im Routinebetrieb in Zusammenarbeit mit einem Lärm-Messtrupp der Bundeswehr.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Bundesministerium für Verteidigung, E/E91 S/4A551/3F093

AG Akustik

*Acoustics***Akustische Fernerkundungsstudie zum Einfluss interner Gravitationswellen auf die untere Atmosphäre*****Acoustic remote sensing study of the influence of internal gravity waves on the lower atmosphere***

Dipl. Met. Anke Kniffka, Dr. Armin Raabe,
Dr. Astrid Ziemann (ziemann@uni-leipzig.de)

Dr. Igor Chunchuzov, Dr. Sergey N. Kulichkov, Dr. Vitaly G. Perepelkin (Russian Academy of Science, Obukhov Institute of Atmospheric Physics)

Interne Gravitationswellen (IGW), die durch verschiedene Ursachen erzeugt werden, tragen in bedeutendem Umfang zum Power-Spektrum von Windgeschwindigkeits- und Temperaturfluktuationen innerhalb der Atmosphärischen Grenzschicht (AGS) bei. Das Hauptziel des Projektes ist die Untersuchung der räumlichen Struktur und statistischen Eigenschaften der meso- und mikroskaligen Windgeschwindigkeits- und Temperaturfluktuationen in der AGS innerhalb von Raum-Zeit-Skalen, die für die IGWs bedeutsam sind. Dabei werden verschiedene akustische Fernerkundungsverfahren eingesetzt, welche vertikale und horizontale Schnittbilder durch Temperatur- und Windfelder liefern. Die erzielten Ergebnisse sollen zur Entwicklung von Parametrisierungen der stabilen AGS in numerischen Modellen der Atmosphäre beitragen.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG, Zi 623/3-2

AG Akustik
Acoustics

Darstellung von Strömungen mittels akustischer Tomografie im Windkanal
Observation of air streams with acoustic tomography in a wind channel

Dr. Armin Raabe (raabe@uni-leipzig.de)

Das am Institut für Meteorologie entwickelte System zur Erfassung von Strömungseigenschaften und Temperaturverteilungen innerhalb einer Messfläche mittels akustischer Laufzeitmessungen soll hinsichtlich der räumlichen Auflösung des Strömungsfeldes, sowie der Möglichkeit, Felder 3-dimensional zu erfassen, erweitert werden. Wobei die Auflösung in Zeit- und Raumbereiche hinein verfeinert wird, die für die Skala eines Windkanals Verwendung finden können.

Hierfür sollen Algorithmen zur Vektortomographie entwickelt, in das Messsystem integriert und bei experimentellen Untersuchungen analysiert werden.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG, Ra 569/16-1

AG Akustik
Acoustics

Erweiterung eines Systems zur akustischen tomographischen Bestimmung von Wind- und Temperaturfeldern

Upgrade of a system for acoustic tomographic determination of wind and temperature fields

Dipl. Met. M. Barth
Dr. Armin Raabe (raabe@uni-leipzig.de)

Das am Institut für Meteorologie entwickelte System zur Erfassung von Strömungseigenschaften und Temperaturverteilungen innerhalb einer Messfläche mittels akustischer Laufzeitmessungen soll hinsichtlich der räumlichen Auflösung des Strömungsfeldes, sowie der Möglichkeit, Felder 3-dimensional zu erfassen, erweitert werden. Hierfür sollen Algorithmen zur Vektortomographie entwickelt, in das Messsystem integriert und bei experimentellen Untersuchungen analysiert werden. Die Vereinheitlichung der räumlichen Auflösbarkeit der Temperatur- und Strömungsfelder, sowie die Möglichkeit zur Erfassung 3-dimensionaler Verteilungen, ist insbesondere für innenraumklimatische Fragestellungen interessant, wo eine echtzeitnahe, gleichzeitige Erfassung dieser Größen mit vergleichbarer räumlicher Auflösung mit alternativen Messverfahren nur schwer realisierbar ist.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Stipendium aus dem Hochschul- und Wissenschaftsprogramm

AG Akustik
Acoustics

Räumlich explizite Modellierung der Ausbreitung von Pflanzen-Diasporen

Explicit spatial modelling of long-distance dispersal of plant diaspores

Dr. Armin Raabe (raabe@uni-leipzig.de)
Dr. O. Tackenberg, Dipl.-Ing. Heidrun Will , Univ. Regensburg
Dipl. Met. D. Daniel, Dipl. Phy. S. Horn, Dipl. Met. M. Wilsdorf

Die Fernausbreitung (>100m) von Pflanzendiasporen hat signifikante Auswirkungen auf eine Reihe von ökologischen und evolutions-biologischen Prozessen. Aufgrund von methodischen Problemen sind diese Prozesse durch Messungen allein nicht erfassbar. Um diese Probleme zu lösen werden mechanistische bzw. stochastische Ausbreitungsmodelle verwendet. Auf der Grundlage des existierenden mechanistischen Windausbreitungsmodells PAPPUS und dem dreidimensionalen Stömungsmodell ASAM soll ein mikroskaliges Windfeldmodell entwickelt werden, welches unter Berücksichtigung der Struktur der Landschaft neben der Diagnose auch eine Prognose der räumlichen Ausbreitung von Pflanzendiasporen ermöglicht. Dazu sollen in dem Modell vor allem die räumliche Verteilung der Turbulenz, speziell thermisch induzierte Auf- und Abwinde (burst events) in der bodennahen

atmosphärischen Grenzschicht berücksichtigt werden. Um die numerischen Simulationen zu validieren werden Experimente in flachem homogenen Terrain und in gegliedertem Gelände mit unterschiedlichen Pflanzenarten durchgeführt. Diese Experimente liefern genaue Beobachtungen der Windbedingungen und dienen zur Bestimmung der turbulenten Strukturen in Abhängigkeit von den thermischen und orographischen Bedingungen.

Weiterführung: ja

Finanzierung: DFG (Kennz. RA 569/14-2)

AG Akustik
Acoustics

Studie zur Schallausbreitung in der Atmosphäre
Study of the sound propagation in the atmosphere

Dipl. Met. Kati Balogh,
Dr. Astrid Ziemann (ziemann@uni-leipzig.de)

Der Einfluss der zeitlich und räumlich variablen Atmosphärenstruktur auf die Schallausbreitung soll mit dem Schallausbreitungsmodell SMART für horizontale Abstände des Immissionsortes bis zu 20 km von der Schallquelle untersucht werden. Gerade für diesen großen Entfernungsbereich genügt es dabei nicht, nur mit meteorologischen Daten aus einem Höhengniveau nahe der Erdoberfläche zu rechnen. Vielmehr muss die gesamte atmosphärische Grenzschicht bis in einige 100 m Höhe in die Untersuchungen einbezogen werden. Um eine große Anzahl möglicher Atmosphärenstrukturen zu untersuchen, werden deshalb 1551 synthetische Vertikalprofile der Lufttemperatur und des Windvektors für die Modellsimulation genutzt.

Die mit SMART simulierten horizontalen Dämpfungskarten des Schallpegels sowie die berechneten Abweichungen der Laufzeit und des Laufweges der Schallstrahlen von der geradlinigen Ausbreitung sollen den Einfluss vertikaler Gradienten der meteorologischen Größen auf die Schallstrahlenausbreitung demonstrieren.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Firma THALES GmbH Pforzheim (ProjektNr.: 2321 0449)

Modellierung des Strahlungstransports in 3D-inhomogener Bewölkung und die Entwicklung von Parametrisierungen
Simulation of radiative transfer in 3D inhomogeneous clouds and the development of parameterizations

Dipl.-Phys. Sebastián Gimeno García

Prof. Dr. Thomas Trautmann (Institut für Methodik der Fernerkundung, DLR
Oberpfaffenhofen, Thomas.Trautmann@dlr.de

Dr. Barbara Früh (Institut für Physik der Atmosphäre, Universität Mainz), PD Dr.
Jürgen Steppeler (Deutscher Wetterdienst, Offenbach)

Die Wolken stellen die wichtigsten Modulatoren für das solare und terrestrische Strahlungsfeld dar und steuern die Austauschprozesse zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre. Bislang wird die Strahlung in Wettervorhersage- und Klimamodellen mit stark vereinfachten Versionen der klassischen eindimensionalen Strahlungstransporttheorie beschrieben. Diese 1D-Theorie erweist sich jedoch als unzulänglich, wenn man das Strahlungsfeld und die daraus ableitbaren energetischen Antriebe in realistischer, horizontal und vertikal inhomogener Bewölkung genau beschreiben möchte. In diesem Projekt werden dreidimensionale Strahlungstransportmodelle zur Bestimmung von Strahlungsflussdichten und Strahlungserwärmungsraten eingesetzt, um die räumliche und zeitliche Inhomogenität der Bewölkung besser erfassen zu können. Zur Validierung dieser Modelle dienen Feldmessungen der räumlichen Verteilung des Wolkenwassers sowie vom Flugzeug aus gemessene spektrale Strahlungsflussdichten im sichtbaren Spektralbereich und im nahen Infrarot. Darauf aufbauend sollen Parametrisierungsansätze entwickelt werden, mit denen der Strahlungstransfer in nicht-hydrostatischen und hydrostatischen Mesoskalamodellen bei Anwesenheit von Wolken genauer als bisher behandelt werden kann.

Weiterführung: nein

Finanzierung: Drittmittel (BMBF: 07ATF24-TP4, Verbund 4DWOLKEN)

2. Wiss. Veröffentlichungen Institut für Meteorologie 2006

Arnold, K., A. Kniffka, A. Ziemann, M. Barth, I. Chunchuzov, 2006: Acoustic remote sensing study of the influence of internal gravity waves on the lower atmosphere. Proceedings EGU General Assembly 2006, Vienna, Österreich, publ. on CD-ROM.

Balogh, K., Ziemann, A., Daniel, D.: 2006, Influence of atmospheric refraction on pulse propagation over a flat ground surface, *Acustica*, 92, 848-852.

Barth, M., K. Arnold, A. Raabe, 2006: Flow field detection using acoustic travel time tomography. Proceedings of the 13th International Symposium for the Advancement of Boundary Layer Remote Sensing, Garmisch-Partenkirchen, Germany, in *Wissenschaftliche Berichte FZKA 7222*, 81-82.

Barth, M., A. Raabe: 2006, Akustische Tomographie zur gleichzeitigen Bestimmung von Temperatur- und Strömungsfeldern in Innenräumen, *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 37, 71-80.

Barth, M., A. Raabe, R. du Puits, C. Resagk, A. Thess, 2006: Akustische Tomographie zur zeitgleichen Erfassung von Temperatur- und Strömungsfeldern. 14. Fachtagung Lasermethoden in der Strömungsmesstechnik, Braunschweig, 36.1-36.8.

Bender, M., Raabe, A., 2006: Bodengestützte GPS-Wasserdampftomographie. *Wiss. Mitt. Inst. f. Meteorol. Uni. Leipzig*, 37. 55-70

Daniel, D., A. Raabe, H. J. Schönfeldt, M. Barth, H. Will, O. Tackenberg, 2006: Explicit Spatial Modelling of Long-Distance Dispersal of Plant Diaspores by Wind. Proceedings EGU General Assembly 2006, Vienna, Österreich, publ. on CD-ROM.

Faulwetter, R., 2006: Optimal growth of Eady edge waves. *Met. Zeitschrift*, 15,04, 423-437

Fröhlich, K., M. Ern, Ch. Jacobi, P. Preusse, 2006: Implementation of the Warner-McIntyre scheme of gravity wave parameterisation into COMMA-LIM. *Wiss. Mitt. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig* 37, 11-16.

Girardin, M.P., Bergeron, Y., Tardif, J.C., Gauthier, S., Flannigan, M.D., Mudelsee, M., 2006: A 229-year dendroclimatic-inferred record of forest fire activity for the Boreal Shield of Canada. *International Journal of Wildland Fire* 15:375–388.

Heinrich, H., Metz, W., 2006: Forced finite-time barotropic instability *Met. Zeitschrift* 15,04, 451-461

Hoffmann, P., Ch. Jacobi, 2006: Analysis of planetary waves seen in ionospheric total electron content (TEC) perturbations. *Wiss. Mitt. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig* 37, 29-40.

Jacobi, Ch., K. Fröhlich, A. Pogoreltsev, 2006: Quasi two-day-wave modulation of gravity wave flux and consequences for the planetary wave propagation in a simple circulation model. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, 283-292.

Jacobi, Ch., D. Kürschner, 2006: Long-term trends of MLT region winds over Central Europe. *Phys. Chem. Earth* 31, 16-21.

Jacobi, Ch., D. Kürschner, 2006: Long-period upper mesosphere temperature and plasma scale height variations derived from VHF meteor radar and LF absolute reflection height measurements. *Adv. Radio Sci.*, 4, 351-355.

Jacobi, Ch., A.I. Pogoreltsev, K. Fröhlich, 2006: Middle atmosphere background climatology from a simple circulation model. *Adv. Space Res.*, 38, 2470-2474.

Jacobi, Ch., N.M. Gavrilov, D. Kürschner, K. Fröhlich, 2006: Gravity wave climatology and trends in the mesosphere/lower thermosphere region deduced from low-frequency drift measurements 1984-2003 (52.1 °N, 13.2 °E). *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, 1913-1923.

Jacobi, Ch., D. Kürschner, 2006: Mesopause region temperatures and plasma scale height estimations from VHF meteor radar and LF absolute reflection height measurements at Collm. *Wiss. Mitt. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig* 37, 1-10.

Kniffka, A., K. Arnold, M. Barth, A. Ziemann, I. Chunchuzov, S. Kulichkov, V. Perepelkin, 2006: Internal gravity waves in the lower atmosphere: spatial and temporal characteristics. *Proceedings of the 13th International Symposium for the Advancement of Boundary Layer Remote Sensing, Garmisch-Partenkirchen, Germany*, in *Wissenschaftliche Berichte FZKA 7222*, 109-111.

Kruk, N.S.; Hoffmann, P.; Vendrame, I.F.; Raabe, A.; Bustamante, J.G., 2006: Modelagem de eventos de precipitacao orografica atraves de um modelo atmosferico abjectivando o acoplamento a um modelo hidrologico. I Simposio de Recursos Hidricos do Sul-Sudeste, Sao Paulo Brasil, 16p.

Kruk, N.s., Hoffmann, P., Raabe, A., 2006: Modeling of orographic precipitation events in South America to couple Hydrological and Atmospheric Models. Part 1: The simulation of rain with the Mesoscale Model GESIMA., *Wiss. Mit. Inst. f. Meteorol. Uni. Leipzig*, 37. 137-148

Mudelsee, M., 2006: CLIM-X-DETECT: A Fortran 90 program for robust detection of extremes against a time-dependent background in climate records. *Computers and Geosciences* 32:141–144.

Mudelsee, M., Deutsch, M., Börngen, M., Tetzlaff, G., 2006: Trends in flood risk of the river Werra (Germany) over the past 500 years. *Hydrological Sciences J.* 51, 818-833.

Pavelyev, A.G., J. Wickert, Y.A. Liou, A.A. Pavelyev, C. Jacobi, 2006: Analysis of atmospheric and ionospheric wave structures using the CHAMP and GPS/MET Radio Occultation database. In: U. Foelsche, G. Kirchengast, A. Steiner (Hrsg.): *Atmosphere and Climate. Studies by Occultation Methods*, Springer, Berlin, 225-242.

- Portnyagin, Yu.I., E.G. Merzlyakov, T.V. Solovjova, Ch. Jacobi, D. Kürschner, A. Manson, C. Meek, 2006: Long-term trends and year-to-year variability of mid-latitude mesosphere/lower thermosphere winds. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 68, 1890-1901.
- Radtke K., Tetzlaff, G., 2006: Wind und Sturm, in Wefer G. (Ed.) *Expedition Erde, Marum und GeoUnion*, Bremen, p. 266-276.
- Schönfeldt, H.-J., 2006: On the saltation bed shear stress and saltation roughness length. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 307-315
- Stober, G., Ch. Jacobi, D. Kürschner, K. Fröhlich, 2006: Mesopause region temperatures over Collm (51.3 N, 13 E). *Wiss. Mitt. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig* 37, 41-54.
- Stolle, C., J. Liliensten, S. Schlüter, Ch. Jacobi, M. Rietveld, und H. Lühr, 2006: Observing the north polar ionosphere on 30 October 2003 by GPS imaging and IS radars. *Ann. Geophysicae* 24, 107 - 113.
- Stolle, C., S. Schlüter, S. Heise, Ch. Jacobi, N. Jakowski, A. Raabe, 2006: A GPS based three-dimensional ionospheric imaging tool: Process and assessment. *Adv. Space Res.*, 38, 3213-2317.
- Tetzlaff G., Zentel K.-O., Parsa Z. (Eds.), 2006: Disaster Reduction and Global Environmental Change, Common Problems, Common Solutions: Linking the Scientific and Disaster Reduction Communities, German Committee for Disaster Reduction (DKKV), Symposium, Bonn 19-20 December 2005, 38 p.
- Tetzlaff, G., 2006: Katastrophenrisiken in Deutschland, in 55. Jahresfachtagung der Vereinigung zur Förderung des Brandschutzes, Salzburg, p. 373-387.
- Tetzlaff, G., 2006: Eine Kommune im Ausnahmezustand : New Orleans und der Hurricane Katrina, *Notfallvorsorge* 2/2006, p. 24-26.
- Tetzlaff G., 2006: Uncertainties of forecasts of extreme precipitation events, in CHR-Workshop on Ensemble Predictions and uncertainties in flood forecasting in Bern (Switzerland), Int. Commission for the Hydrology of the Rhine Basin (CHR), p.85-87.
- Tetzlaff, G., 2006: What accounts for the dramatically increasing costs of weather related disasters in recent decades? In *Climate change and disaster losses workshop*, Hohenkammer, p.194-196,
- Vecherin, S.N., Ostashev, V.E., Wilson, D.K., Ziemann, A., Barth, M., Arnold, K., 2006: Reconstruction of turbulent fields in acoustic tomography experiments. *Proceedings of Long Range Sound Propagation Symposium*, New Orleans, publ. on CD-ROM.
- Will, A., Harlander, U., Metz, W., 2006: Climatological relevance of leading seasonal singular vectors. Part I: Energy, enstrophy and spatio - temporal variability. *Met. Zeitschrift*, 15,04, 463-472

Wilsdorf, M., Ziemann, A., Balogh, K., 2006: Regionale Unterschiede der Schallimmission durch den Einfluss von Wind und Temperatur, Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 37, 89-99.

Ziemann, A., Balogh, K., 2006: Gekoppelter Atmosphäre-Boden-Einfluss auf die Schallausbreitung einer höher gelegenen Schallquelle, Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig, 37, 81-88.

Ziemann, A., Balogh, K., 2006: Einfluss des variablen Atmosphärenzustands auf die Schallausbreitung von höher liegenden Schallquellen, Fortschritte der Akustik, DAGA 2006 Braunschweig, 657-658, publ. on CD-ROM.

Ziemann, A., Balogh, K., Arnold, K., 2006: Modelling and measuring the atmospheric excess attenuation over flat terrain. Proceedings of the 13th International Symposium for the Advancement of Boundary Layer Remote Sensing, Garmisch-Partenkirchen, Germany, in Wissenschaftliche Berichte FZKA 7222, 183-184.

Zimmer, J., 2006: Initialisierung des LM mit künstlichen Eingangsdaten zur Abschätzung orografischer Effekte auf die Niederschlagsverteilung bei idealisierten Strömungssimulationen. Wiss. Mitt. Inst. f. Meteorol. Univ. Leipzig Bd. 37, 149-152.

Zimmer, J., Raabe, A., Tetzlaff, G., 2006: Quantification of topographic effects on predicted precipitation in the Erzgebirge. Wiss. Mitt. Inst. f. Meteorol. Univ. Leipzig Bd. 37, 125-136.

Zimmer, J., Tetzlaff, G., Raabe, A., 2006: Modellgestützte Verfahren zur Abschätzung von Maximalniederschlägen in Gebirgen. Tagungsband/CD Tag der Hydrologie 2006, München, Bd. 3, S. 135-139.

Wissenschaftliche Mitarbeiter am Institutes für Meteorologie (Stand 31.12.2006)

Dipl. Met. Kati Balogh	balogh@uni-leipzig.de
Dipl. Met. Manuela Barth	mbarth@rz.uni-leipzig.de
Dr. Robin Faulwetter	faulwett@rz.uni-leipzig.de
Dr. Kristina Fröhlich	kfroehli@uni-leipzig.de
Dipl. Met. Peter Hoffmann	phoffma@uni-leipzig.de
Dipl. Phys. Stefan Horn	sthorn@uni-leipzig.de
Prof. Christoph Jacobi	jacobi@rz.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Anke Kniffka	kniffka@rz.uni-leipzig.de
Prof. Werner Metz	metz@meteo.uni-leipzig.de
Dr. Manfred Mudelsee	mudelsee@rz.uni-leipzig.de
Dr. Armin Raabe	raabe@uni-leipzig.de
Dr. Hans-Jürgen Schönfeldt	schoenfeldt@uni-leipzig.de
Dipl. Met. Gunter Stober	stober@rz.uni-leipzig.de
Prof. Gerd Tetzlaff	tetzlaff@uni-leipzig.de
Dipl. Met. Michael Wilsdorf	mwils@uni-leipzig.de
Dr. Astrid Ziemann	ziemann@rz.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Janek Zimmer	jzimmer@uni-leipzig.de

Studenten am Institut für Meteorologie (Stand 15.10.2005)

	Summe	beurlaubt	1. FS	2. FS	3. FS	4. FS	5. FS	6. FS	7. FS	8. FS	9. FS	10. FS	11. FS	12. FS	13. FS	>13 FS	Anz. Wbl.
Diplom	136	2	0	0	40	0	36	0	24	2	14	1	16	0	1	0	59
Promotion	8	0	0	0	1	1	2	0	0	0	0	3	1	0	0	0	4
Bachelor	29	0	29														14

Abschlussarbeiten Institut für Meteorologie 2006

Promotionen

Andreas Nowak

Das feuchte Partikelgrößenspektrometer: Eine neue Messmethode zur Bestimmung von Partikelgrößenverteilungen ($< 1 \mu\text{m}$) und größen aufgelösten hygroskopischen Wachstumsfaktoren bei definierten Luftfeuchten

Kai Radtke

Zur Sensitivität von Starkwindfeldern gegenüber verschiedenen meteorologischen Parametern im Mesoskalenmodell LM

Konstantin Tsybulya

Detection and Analysis of the Ionospheric Electron Density Structures Using GPS Radio Occultations Onboard the CHAMP Satellite

Katja Hungershöfer

Optical Properties of Aerosol Particles and Radiative Transfer in Connection with Biomass Burning

Diplom-Abschlüsse 2006

Auerswald, Torsten

Large-eddy simulation of the effect of soil moisture on the development of shallow cumulus convection

Bauer, Stefan

Neubildung atmosphärischer Partikel in der kontinentalen Grenzschicht um Beijing, China.

Dressel, Tanja

Starkniederschläge am Erzgebirge ausgewertet mit Radardaten

Eichler, Heike

Hygrosopic Behaviour and Simulation of the Aerosol Extinction in South East China at Ambient Conditions

Meier, Jessica

Untersuchungen des hygroskopischen Partikelwachstums und dessen Auswirkungen auf die optischen Eigenschaften am Beispiel des urbanen Aerosols in Peking/China.

Petrik, Ronny

Die Relevanz mesoskaliger Advektions- und Coriolisterme für das meso- γ -Modell LMK

Seifert, Patric

Seasonal Dependence of Geometrical and Optical Properties of Tropical Cirrus Determined from Lidar, Radiosonde, and Satellite Observations over the Polluted Tropical Indian Ocean (Maldives).

Stock, Maria

Bestimmung der hygroskopischen Eigenschaften und des Mischungszustandes des ostmediterranen Aerosols in Abhängigkeit der Luftmasse während einer sommerlichen Messkampagne auf Kreta

Tesche, Matthias

Optische und mikrophysikalische Charakterisierung anthropogener Partikel in Südchina (Pearl-River-Delta) und Nordchina (Peking) anhand von Ramanlidar- und Sonnenphotometermessungen

Viehweg, Christina

Statistische Analyse von Meteorradardaten

Vragel, Marlen

Charakterisierung einer Laserstreulichtapparatur zum Nachweis von Eiskristallen unter simulierten atmosphärischen Bedingungen

Ziese, Markus

Untersuchung des hygroskopischen und dynamischen Wachstums organischer Aerosolpartikel am Leipzig Aerosol Claude Interaction Simulator

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der
Universität Leipzig

- Band 1 *A. Raabe, G. Tetzlaff* und *W. Metz* (Edn.), 1995: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig I
- Band 2 *R. Devantier*, 1995: Wolkenbildungsprozesse über der südwestlichen Ostsee - Anwendungen eines neuen Wolkenschemas in einem mesoskaligen Modell
- Band 3 *J. Laubach*, 1996: Charakterisierung des turbulenten Austausches von Wärme, Wasserdampf und Kohlendioxid über niedriger Vegetation anhand von Eddy-Korrelations-Messungen
- Band 4 *A. Raabe* und *J. Heintzenberg* (Edn.), 1996: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig II
- Band 5 Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst
D. Hinneburg, A. Raabe und *G. Tetzlaff*, 1997: Teil I: Windatlas
- Band 6 *W. von Hoyningen-Huene* und *G. Tetzlaff* (Edn.), 1997: Sediment and Aerosol
Teil I: Beiträge zur Alfred-Wegener-Konferenz, Leipzig 1997
Teil II: Aktuelle Beiträge aus dem Institut für Meteorologie
- Band 7 *B.-R. Beckmann*, 1997: Veränderungen in der Windklimatologie und in der Häufigkeit von Sturmhochwassern an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns
- Band 8 *P. Posse*, 1997: Bestimmung klimarelevanter Parameter des maritimen Aerosols unter besonderer Berücksichtigung der Nichtkugelform realer Aerosolteilchen
- Band 9 *A. Raabe, K. Arnold* und *J. Heintzenberg* (Edn.), 1998: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig III
- Band 10 Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst, Teil II, 1998:

D. Hinneburg, A. Raabe und *G. Tetzlaff*: Vergleich Windatlas –Beobachtungsdaten; *M. Börngen, H.-J. Schönfeldt, F. Riechmann, G. Panin* und *G. Tetzlaff*: Seegangsatlas; *M. Stephan* und *H.-J. Schönfeldt*: Sedimenttransportatlas
- Band 11 *J. Rissmann*, 1998: *Der Einfluß langwelliger Strahlungsprozesse auf das bodennahe Temperaturprofil*
- Band 12 *A. Raabe, K. Arnold* und *J. Heintzenberg* (Edn.), 1999: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig IV
- Band 13 *U. Müller, W. Kuttler* und *G. Tetzlaff* (Edn.), 1999: Workshop Stadtklima 17. / 18. 02. 1999 in Leipzig
- Band 14 *R. Surkow*, 1999: Optimierung der Leistungsverfügbarkeit von Windenergie durch ihre Integration in Wind-Biogas-Hybridanlagen
- Band 15 *N. Mölders*, 1999: Einfache und akkumulierte Landnutzungsänderungen und ihre Auswirkungen auf Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung
- Band 16 *G. Tetzlaff* und *U. Grünwald* (Edn.), 1999:
2. Tagung des Fachausschusses Hydrometeorologie 15./16. 11. 1999 in Leipzig
- Band 17 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2000: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig V
- Band 18 *K. Arnold*, 2000: Ein experimentelles Verfahren zur Akustischen Tomographie im Bereich der atmosphärischen Grenzschicht
- Band 19 *A. Ziemann*, 2000: Eine theoretische Studie zur akustischen Tomographie in der atmosphärischen Grenzschicht

- Band 20 *Ch. Jacobi*, 2000: Midlatitude mesopause region dynamics and its coupling with lower and middle atmospheric processes
- Band 21 *M. Klingspohn*, 2000: Interdekadische Klimavariabilität über dem Nordatlantik – Statistische Analysen und Modellstudien –
- Band 22 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2001: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig VI
- Band 23 *K. Arnold*, *A. Ziemann*, *G. Tetzlaff*, *V. Mellert* und *A. Raabe* (Edn.), 2001: International Workshop Tomography and Acoustics: Recent developments and methods 06. - 07.03.2001 in Leipzig
- Band 24 *O. Fanenbruck*, 2001: Ein thermophysiologisches Bewertungsmodell mit Anwendung auf das Leipziger Stadtgebiet
- Band 25 *M. Lange*, 2001: Modellstudien zum CO₂-Anstieg und O₃-Abbau in der mittleren Atmosphäre und Einfluß des Polarwirbels auf die zonale Symmetrie des Windfeldes in der Mesopausenregion
- Band 26 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2002: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig VII
- Band 27 *M. Simmel*, 2002: Ein Modul zur spektralen Beschreibung von Wolken und Niederschlag in einem Mesoskalenmodell zur Verwendung auf Parallelrechnern
- Band 28 *H. Siebert*, 2002: Tethered-Balloon Borne Turbulence Measurements in the Cloudy Boundary Layer
- Sonderband *G. Tetzlaff* (Hrsg.), 2002: - Atmosphäre - Aktuelle Beiträge zu Luft, Ozon, Sturm, Starkregen und Klima
- Band 29 *U. Harlander*, 2003: On Rossby wave propagation in atmosphere and ocean
- Band 30 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2003: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig VIII
- Band 31 *M. Wendisch*, 2003: Absorption of Solar Radiation in the Cloudless and Cloudy Atmosphere
- Band 32 *U. Schlink*, 2003: Longitudinal Models in Biometeorology: Effect Assessment and Forecasting of Ground-level Ozone
- Band 33 *H. Heinrich*, 2004: Finite barotrope Instabilität unter synoptischem Antrieb
- Band 34 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2004: Meteorologische Arbeiten aus Leipzig IX
- Band 35 *C. Stolle*, 2004: Three-dimensional imaging of ionospheric electron density fields using GPS observations at the ground and onboard the CHAMP satellite
- Band 36 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2005: Meteorologische Arbeiten (X) und Jahresbericht 2004 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 37 *A. Raabe* und *K. Arnold* (Edn.), 2006: Meteorologische Arbeiten (XI) und Jahresbericht 2005 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig
- Band 38 *K. Fröhlich*, 2006: The Quasi Two-Day Wave – its impact on zonal mean circulation and wave-wave interactions in the middle atmosphere
- Band 39 *K. Radtke*, 2006: Zur Sensitivität von Starkwindfeldern gegenüber verschiedenen meteorologischen Parametern im Mesoskalenmodell LM
- Band 40 *K. Hungershofer*, 2007: Optical Properties of Aerosol Particles and Radiative Transfer in Connection with Biomass Burning
- Band 41 *A. Raabe* (Hrsg.), 2007: Meteorologische Arbeiten (XII) und Jahresbericht 2006 des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig