

Wissenschaftliche Mitteilungen

aus dem
Institut für Meteorologie der Universität Leipzig



ISBN 3-9808822-7-6

**Meteorologische Arbeiten (XI) und
Jahresbericht 2005 des Instituts für
Meteorologie der Universität Leipzig**

Hrsg.: A. Raabe und K. Arnold

Leipzig 2006

Band 37

Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig, Band 37

Ch. Jacobi and D. Kürschner

Mesopause Region Temperatures and Plasma Scale Height Estimations from VHF Meteor Radar and LF Absolute Reflection Height Measurements at Collm..... 1

K. Fröhlich, K. Ern, Ch. Jacobi und P. Preusse:

Implementation of the Warner-McIntyre Scheme of gravity wave parameterization into COMMA-LIM..... 11

K. Fröhlich

Interaction of the Quasi Two-Day Wave with other Planetary Waves in the Middle Atmosphere..... 17

P. Hoffmann und Ch. Jacobi

Analysis of planetary waves seen in ionospheric total electron content (TEC) perturbations..... 29

G. Stober, Ch. Jacobi, D. Kürschner und K. Fröhlich

Mesopause Region Temperatures over Collm (51.3_ N, 13_ E)..... 41

M. Bender und A. Raabe

Bodengestützte GPS Wasserdampf-Tomographie 55

M. Barth und A. Raabe

Akustische Tomographie zur gleichzeitigen Bestimmung von Temperatur- und Strömungsfeldern in Innenräumen. 71

A. Ziemann und K. Balogh

Gekoppelter Atmosphäre-Boden-Einfluss auf die Schallausbreitung einer höher gelegenen Schallquelle 81

M. Wilsdorf, A. Ziemann und K. Balogh

Regionale Unterschiede der Schallimmission durch den Einfluss von Wind und Temperatur..... 89

R. Viertel und G. Tetzlaff

Vorhersageverbesserung des Windes im Küstenbereich..... 101

M. Mudelsee

Long memory and the aggregation of AR(1) processes: Some Monte Carlo results 115

J. Zimmer, A. Raabe und G. Tetzlaff

Quantification of topographic effects on predicted precipitation in the Erzgebirge 125

N. S. Kruk, P. Hoffmann und A. Raabe:

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..... 137

J. Zimmer

Initialisierung des LM mit künstlichen Eingangsdaten zur Abschätzung orografischer Effekte auf die Niederschlagsverteilung bei idealisierten Strömungssimulationen 149

Jahresbericht des Instituts für Meteorologie 2005 153

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Mesopause Region Temperatures and Plasma Scale Height Estimations from VHF Meteor Radar and LF Absolute Reflection Height Measurements at Collm

Christoph Jacobi and Dierk Kürschner

Abstract

The change of ionospheric absolute reflection heights h of low-frequency (LF) radio waves at oblique incidence in the course of the day is measured at Collm Observatory (51.3°N, 13.0°E) using 1.8 kHz sideband phase comparisons between the sky-wave and the ground wave of a commercial 177 kHz transmitter (Zehlendorf, reflection point 52.1°N, 13.2°E). Plasma scale height estimates H are calculated from the decrease/increase of h in the morning/evening. The day-to-day variations of H are compared with those of daily mean temperatures at 90 km, measured with a VHF meteor radar (36.2 MHz) at Collm utilising the amplitude decay of meteor reflections. A good qualitative correspondence is found between the two data sets. Since mesospheric long-period temperature variations are generally accepted to be the signature of atmospheric planetary waves, this shows that LF reflection height measurements can be used for monitoring the dynamics of the upper middle atmosphere.

1 Introduction

The dynamics of the mesosphere/lower thermosphere (MLT) region at 80-100 km altitude is forced through wave coupling, so MLT mean circulation and temperature trends indicate possible long-term trends in waves and vice versa. Usually, waves are distinguished between short-period gravity waves, tides with periods of 24 hours and harmonics, and other planetary waves in the so-called long-period range up to about 30 days.

Planetary wave analyses often describe either the total variability of winds or temperature in the period interval to about 30 days (Jacobi et al., 1998; Bittner et al., 2000), or they focus on one or few specific waves as, e.g., the Rossby normal modes as the quasi 2-day wave (Chshyolkova et al., 2005). Only few analyses of waves on a global or hemispheric scale are available, and none of them considering interannual variability. Regarding long-term trends and possible indicators for climate variability, there is a tendency for a slight increase of overall day-to-day variability in the 1980s and 1990s (Jacobi et al., 1998, Bittner et al., 2000), but this result is based on only few datasets, and is to date neither generally confirmed by a global analysis, nor explained through theoretical consideration. A more indirect analysis of planetary waves was performed using radio wave absorption variations (e.g., Lastovicka et al., 1994). These analyses showed a possible positive trend, but this is intermittent (Lastovicka, 2002).

To summarise, the current knowledge on planetary wave activity in the MLT is still incomplete, mainly because of the lack of long homogeneous time series. To contribute to the overall data base and providing a potential for additional wave analysis, we propose here to

use the diurnal change of lower E region low-frequency (LF) reflection heights as an indicator for daily temperatures and to derive potential waves from these analyses. Using LF radio waves as a tracer for synoptic measurements has been done since several decades (Entzian et al., 1976; von Cossart and Entzian, 1976; Lauter et al., 1977). Usually phase-height measurements utilise LF transmitters located several hundreds of kilometres away from the receivers, with reflection heights well below 85 km during daytime. Here, we make an attempt to analyse scale heights using LF waves on a short propagation path.

2 LF height measurements and analysis of scale height

Low frequency 177 kHz radio waves from a commercial radio transmitter are registered at Collm Observatory, Germany (51.3°N, 13.0°E, distance to transmitter 170 km). The virtual reflection heights h' , referring to the reflection point at 52.1°N, 13.2°E, are estimated using measured travel time differences between the ground wave and the reflected sky wave through phase comparisons on sporadic oscillation bursts of the amplitude modulated LF radio wave in a small modulation frequency range around 1.8 kHz (Kürschner et al., 1987). The reflection height measurements have started in September 1982 and are carried out continuously since then, even after the temporary change to the digital radio broadcasting system DRM in September 2005.

The height resolution of an individual reflection height measurement is nearly 2 km. The data are combined to half-hourly means that consist of approximately 6000 individual values on an average. Essentially caused by the variability of reflection heights the 1- σ variation of the half-hourly mean is in the order of 3 km below 95 km and somewhat above 5 km near 100 km height.

Half-hourly virtual reflection heights h' range between roughly 82 km during daytime and nearly 100 km during nighttime for the ordinary component of the electromagnetic sky wave

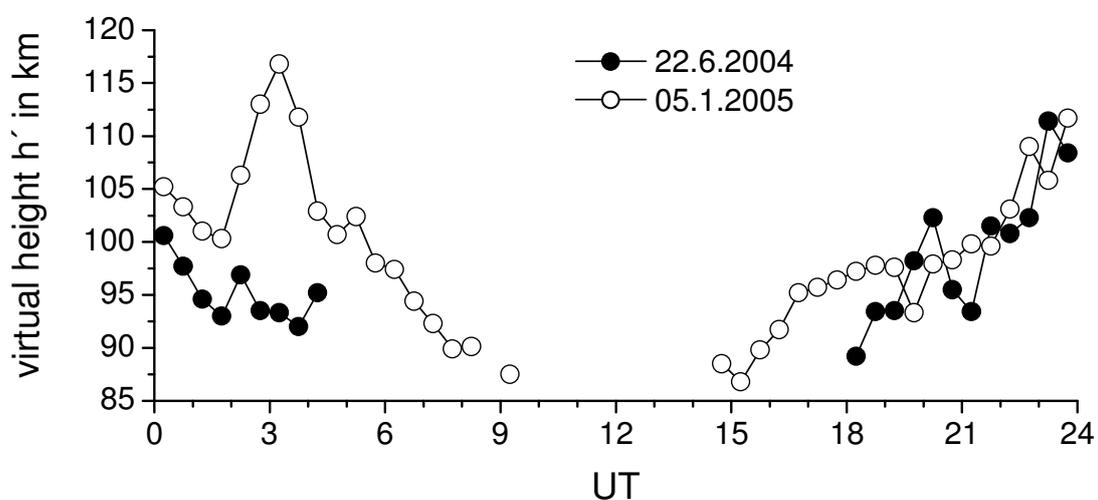


Figure 1. Two arbitrarily chosen examples of virtual height variation in the course of one day during summer and winter.

field. Especially in winter in the late night and early morning hours and in some midsummer nights the wave propagation is subject to stronger magnetoionic splitting into the ordinary and extraordinary component, with very large virtual reflection heights of the latter. Note that in this case the half-hourly mean height consists of a mixture of both components with unknown weighting, and usually will not be used here. During daylight hours, particularly in the summer months height measurements are not possible due to the strong D-region absorption of sky waves then. This is especially the case with the summer ionosphere. Figure 1 shows examples of available data on a summer and a winter day. It can be seen that in summer the daytime decrease of h' cannot be detected well, and its analysis requires additional effort. Therefore in this first step we restrict ourselves on the analysis of winter months.

Assuming essentially equilibrium between ionisation and recombination, a one gas and isothermal atmosphere, monochromatic radiation, and with that resulting a Chapman profile of the electron density, the height h of the layer maximum changes with zenith angle χ as:

$$h = h_0 + H \ln \text{Ch}(\chi), \quad (1)$$

with $h_0 = h(\chi = 0)$, $H = RT/Mg$ as the plasma scale height (T as absolute temperature, R as molar gas constant, g as constant of gravitation and M as molecular mass) and the Chapman function $\text{Ch}(\chi)$. If $\chi < 75^\circ$ then $\text{Ch}(\chi) \approx 1/\cos\chi$ is a suitable approximation in the case that the curvature of the earth is neglected. Experimentally, a similar relation has been found between the virtual reflection height h' of LF waves below the layer maximum and the solar zenith distance as in the case of Chapman layer maximum:

$$h' = h'_0 + H \ln \text{Ch}(\chi). \quad (2)$$

Therefore, plotting the logarithm of the Chapman function against the virtual reflection height should provide as a first approximation a nearly linear correspondence, with the slope of the regression line as a scale height estimate:

$$H = \frac{\Delta h'}{\Delta \ln(\text{Ch}(\chi))}. \quad (3)$$

In the case of a delay of the reflection height curve with respect to the solar zenith distance, i.e. for the case of non-equilibrium, the slope differs from H . While von Cossart (1976) for used the average of forenoon and afternoon mesospheric measurements and obtained a good correspondence with rocket measurements, the delay in the lower E region may differ from those at lower heights. Moreover, the difference between real and virtual reflection heights can be substantial and reach more than 2 km in the D region and more than 5 km in the lower E region. Therefore, the results of H estimations have to be considered as qualitative. In addition, at higher altitudes the derived H values are smaller, especially in winter (Entzian et al., 1976, Lauter et al., 1977), which is known as the so-called "winter anomaly". Caused by the comparatively short distance between transmitter and receiver, which is connected to a steep ionospheric incidence angle the mean reflection height on 177 kHz lies above that level in earlier works (75 - 95 km) (Lauter et al., 1966). Thus, differences between forenoon and afternoon just as summer and winter effects on the H estimates are to be expected. As an example, in Figure 2 for two months h' vs. $\ln(\text{Ch}(\chi))$ is shown separately for the forenoon h' decrease (open down triangles) and the afternoon h' increase (solid up triangles). Median

values for these two cases (squares for forenoon, circles for afternoon) are given in the figure, and slopes are calculated. Clearly, the slopes are different and the change of slope for larger $\ln(\text{Ch}(\chi))$ values, i.e. for low elevation angles, can also be seen. Therefore, slopes have been calculated using the forenoon and afternoon median values only in the range of $\ln(\text{Ch}(\chi)) < 3$. For the afternoon the resulting slope is clearly too small, while the values for the forenoon are more realistic. In the following we shall use forenoon data only.

Figure 2 also shows that sometimes at small values of $\ln(\text{Ch}(\chi))$ large values of h' are measured. These are owing to reflections from the extraordinary component mixed with the ordinary component. These data cannot be used for the analysis; in Figure 2 they are automatically discarded since we take the median of two months of data, but on a single day, as is exemplarily shown in Figure 3 these data can completely alter the profile. As shown in the figure, data that are obviously dominated by the extraordinary component are discarded. It should be noted that, for single days, therefore the analysis of the scale height is done from only very few data points and large uncertainty resulting from that.

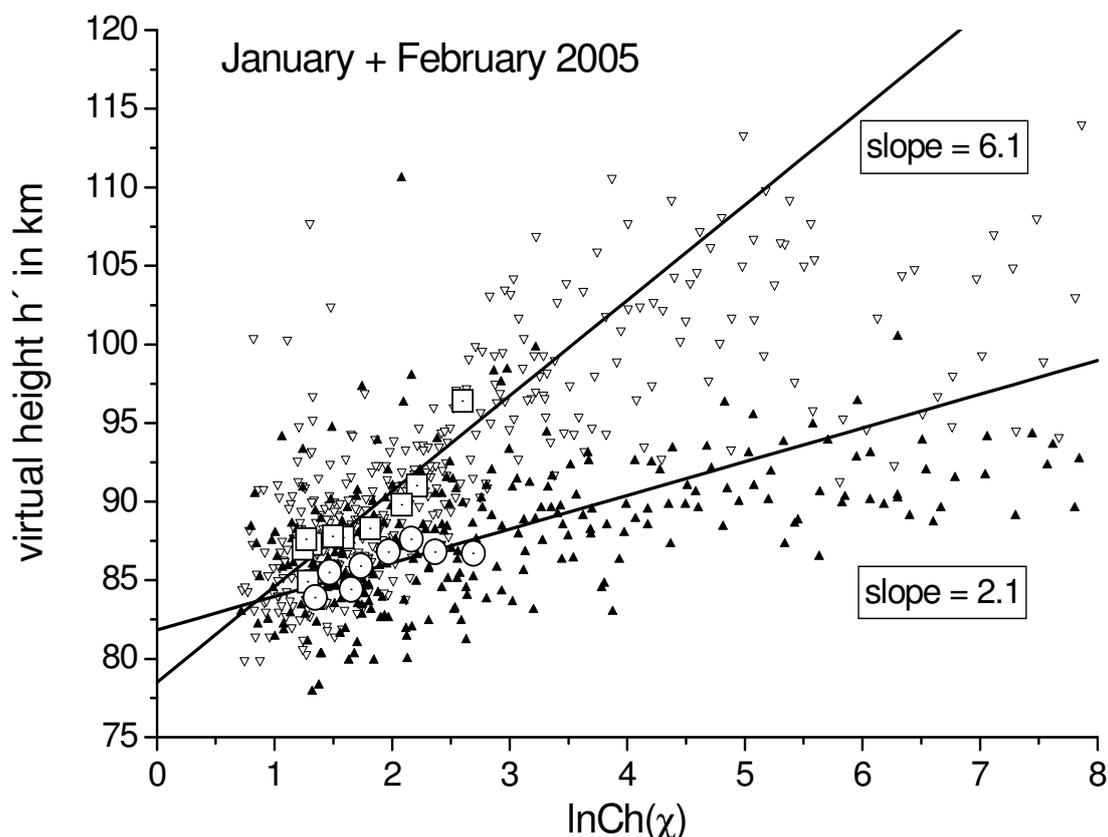


Figure 2. Virtual height h' measured on 177 kHz vs. the logarithm of the Chapman function $\text{Ch}(\chi)$, for each data in January and February 2005. Open down triangles show forenoon data, while solid up triangles show afternoon data. Median values of h' are given for $\text{Ch}(\chi) < 3$, and for forenoon (squares) and afternoon (circles) data separately. The slopes are calculated from the median values.

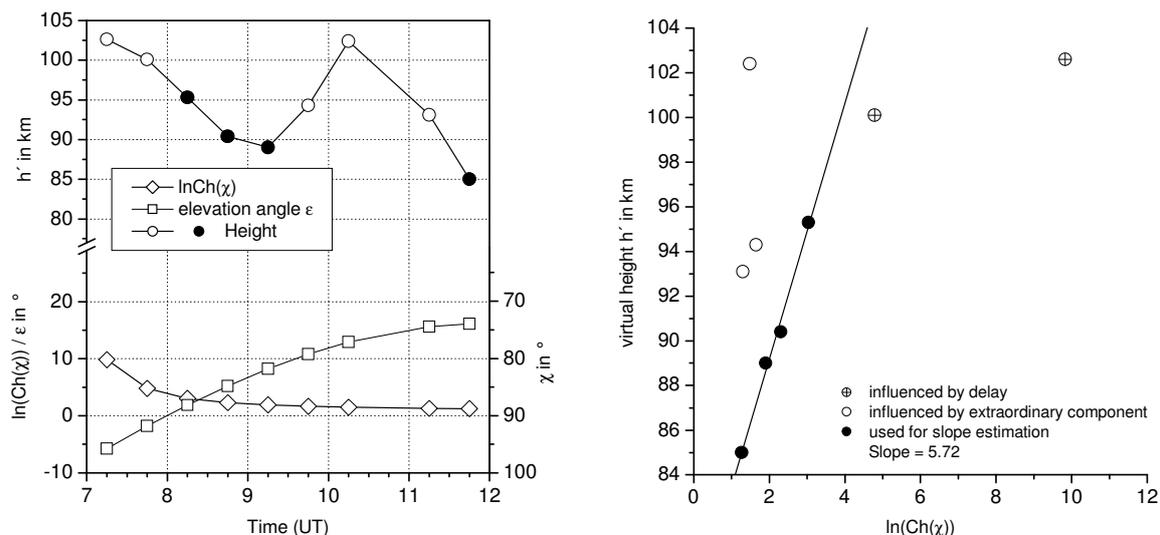


Figure 3. Example of scale height H estimation for the forenoon of 10 January 2005. Left panel: time series of logarithm of Chapman function $\ln Ch(\chi)$, elevation angle $\varepsilon = 90^\circ - \chi$, and virtual height h' . Right panel: virtual height h' vs. $\ln Ch(\chi)$. Solid dots denote h' data points used for H estimation.

3 Mesopause temperatures derived from VHF meteor radar measurements

VHF meteor radars measure the radio wave reflection from the ionised trails of meteors entering the Earth's atmosphere. The decay time of the signal is detected from so-called underdense meteor trails, i.e. from those trails whose reflectivity is determined by their electron density (Hocking, 1999, Hocking et al., 2001), which decreases with time due to diffusion. The amplitude decreases exponentially depending on the ambipolar diffusion coefficients D_a :

$$A = A_0 \exp\left\{-\frac{16\pi^2 D_a}{\lambda^2} t\right\}, \quad (4)$$

with A as the signal amplitude, λ as the radar wavelength and t as time. Measuring the decay of the amplitude allows to estimate D_a . The diffusion coefficient is proportional to the ratio of temperature squared and pressure. Introducing a constant temperature gradient from an empirical model and using exponential pressure decay with height, one obtains an equation for the temperature in dependence of the diffusion coefficient change with height:

$$\frac{d \ln D_a}{dz} = -2 \frac{dT/dz}{T_0} + \frac{mg}{kT_0}, \quad (5)$$

to be solved for T_0 . Details can be found in Hocking (1999). Temperatures estimated with this method have been presented by Hocking et al. (2004) and Singer et al. (2004), also showing validation with rocket and ground-based optical methods. Temperature data are available as

daily means at the height 90 km, which is approximately the height where maximum meteor rates are found.

At Collm Observatory, a SKiYMET meteor radar is operated on 36.2 MHz since summer 2004. From meteor reflections mesopause region hourly wind profiles and daily temperatures are derived that roughly apply to a circle around Collm with 300 km diameter, and for heights between 80-100 km. First results using this radar and a more detailed description of the system have been provided by Jacobi et al. (2005).

4 Results and discussion

The time series of meteor radar derived daily temperatures in early 2005 is shown in Figure 4. The daily scale height estimates after Eq. (3) are added. Both curves have been subjected to a 3 point FFT filter (thick solid line) to suppress fortuitous changes from the measurement and analysis uncertainty. The temperature and H curves show the same qualitative tendency. Apart from a short time interval around January 27, when, however, the H values are unrealistically large anyway, the correspondence is striking. Obviously, the dominating day-to-day and long-period changes are visible in both datasets, indicating that their variability is of the same origin, i.e. the MLT temperature change. Power spectra of both parameters are shown in Figure 5. Peaks are correspondingly found for periods of 3, 5, and 8 days. These are periods typical for planetary waves in the MLT.

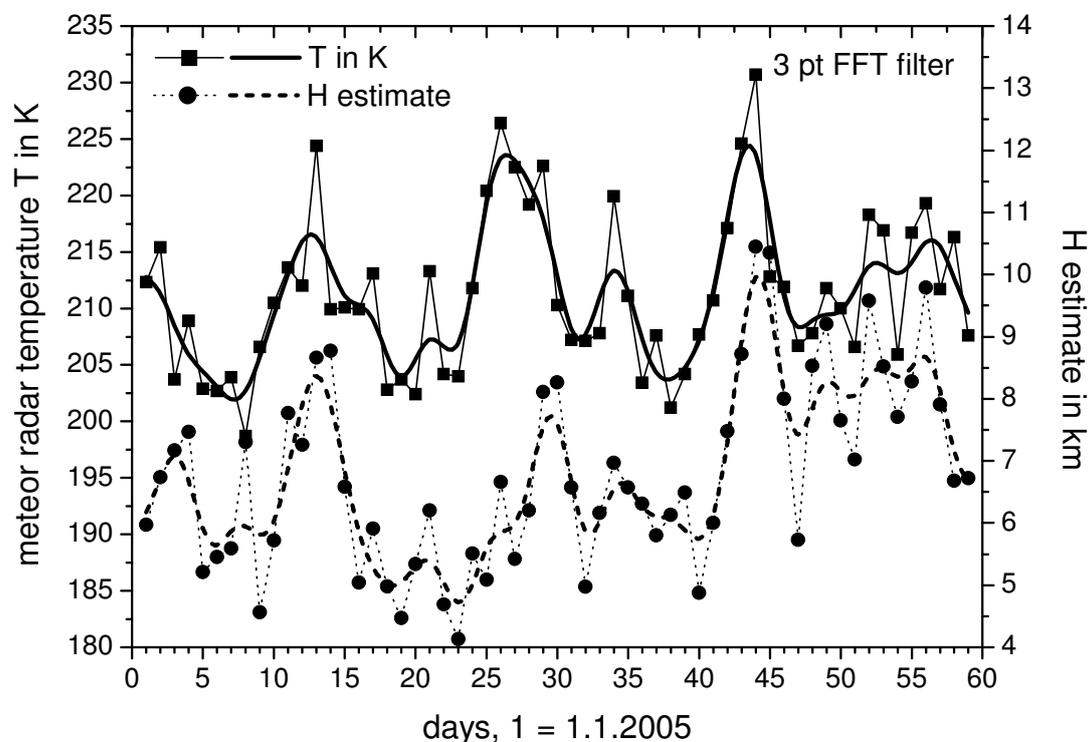


Figure 4. Time series of scale height H estimates and meteor radar temperatures T during January and February 2005. The thick solid lines are smoothed data using a 3 point FFT filter.

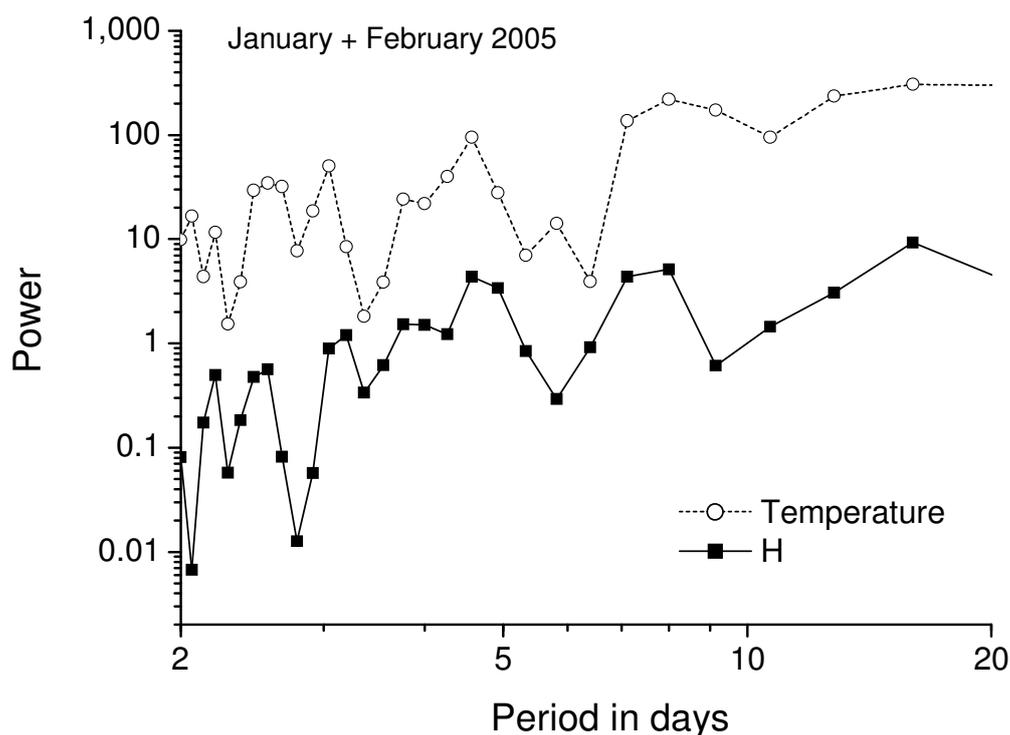


Figure 5. *Power spectra of scale height estimates and meteor radar temperatures.*

A comparison of scale heights derived from meteor radar measurements and LF plasma scale heights is shown in Figure 6. The figure clearly shows the qualitative nature of a single H_{LF} estimation. The scatter range of values is much larger than the scale height estimation from the radar. This is in qualitative agreement with results of von Cossart and Entzian (1976) for the upper mesosphere, but here the range of H_{LF} values obtained is still larger, with completely unrealistic temperatures that would be derived from that in the single case.

5 Conclusions

Two months of LF absolute reflection height data has been used to derive scale height estimates in the lower E region. These data have been qualitatively compared to meteor radar temperatures. The results are clearly qualitative. In addition, the influence of the extraordinary component of the LF wave on the results has to be analysed carefully and removed from the data set. This, however, makes the analysis somewhat complicated, and increases the number of potential errors.

Nevertheless, the long-period variations of both parameters available after low pass filtering are in adequate agreement, indicating that the temperature effect on the diurnal scale height change is inferable using the 177 kHz measurements at Collm, with short propagation distances. Since LF height measurements are available for more than 2 decades, this provides the opportunity to analyse planetary waves and their long-term variations and trends.

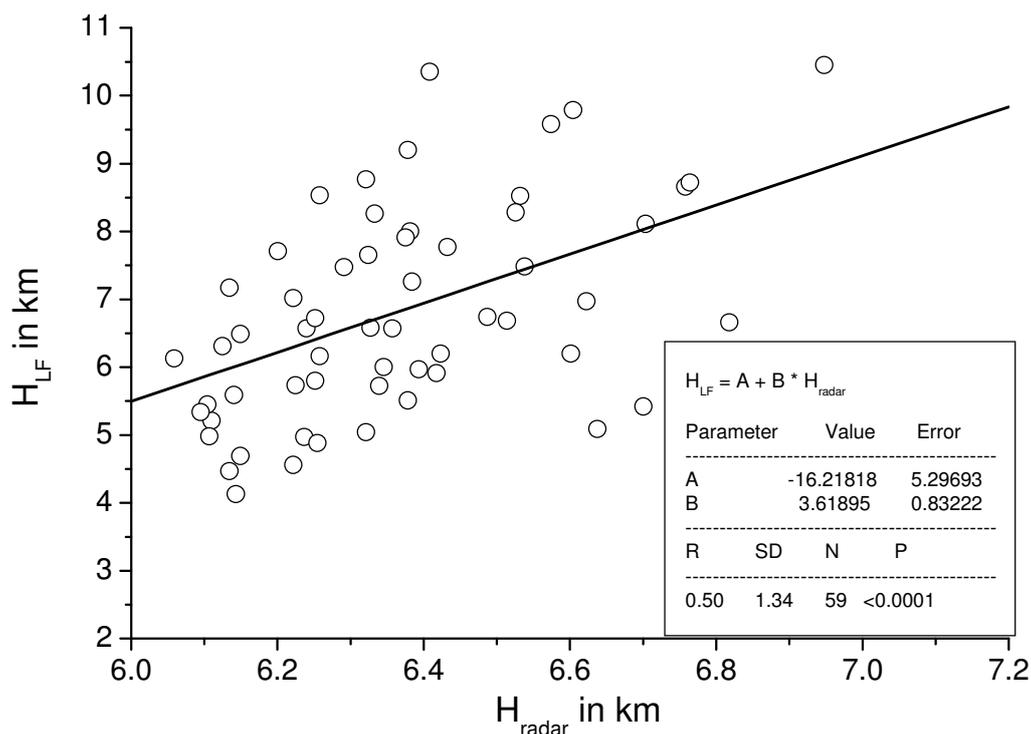


Figure 6. Scale height estimates H_{LF} calculated from LF reflection height changes vs. scale heights H_{radar} calculated from meteor radar.

Acknowledgements

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

References

- Entzian, G., Lauter, E.A., and Taubenheim, J.: Synoptic monitoring of the mesopause region using D-region plasma as a tracer in different heights, *Z. Meteorol.*, 26, 1-6, 1976.
- Bittner, M., Offermann, D., and Graef, H.H.: Mesopause temperature variability above a midlatitude station in Europe, *J. Geophys. Res.*, 105, 2045-2058, 2000.
- Chshyolkova, T., Manson, A.H., and Meek, C.E.: Climatology of the quasi two-day wave over Saskatoon (52°N, 107°W): 14 Years of MF radar observations, *Adv. Space Res.*, 35, 2011-2016, 2005.
- Hocking, W.K.: Temperatures using radar-meteor decay times, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3297-3300, 1999.
- Hocking, W.K., Fuller, B., and Vandeppeer, B.: Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 63, 155-169, 2004.
- Hocking, W.K., Singer, W., Bremer, J., Mitchell, N.J., Batista, P., Clemesha, B., and Donner, M.: Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SKiYMET radars and

- compared to OH, rocket and lidar measurements, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 66, 585-593, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.011, 2004.
- 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., Kürschner, D., Fröhlich, K., Arnold, K., and Tetzlaff, G.: Meteor radar wind and temperature measurements over Collm (51.3°N, 13°E) and comparison with co-located LF drift measurements during autumn 2004, *Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig* 36, 98-112, 2005.
- 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.: Long-term changes and trends in the lower ionosphere, *Phys. Chem. Earth*, 27, 497-507, 2002.
- 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.
- Lauter, E.A., Entzian, G.: Überwachung der tiefen Ionosphäre mit Hilfe der Quasi-Phasenhöhenmessung im Langwellenbereich (100 ... 200 kHz). Proceedings of the Summer School „Untere Ionosphäre“, Kühlungsborn 1964, Academy of Sciences of the DDR, Berlin, 67-97, 1966.
- Lauter, E.A., Entzian, G., von Cossart, G., Sprenger, K., and Greisiger, K.M.: Synoptische Erschließung von Prozessen in der winterlichen Mesopausenregion durch bodengebundene Beobachtungsverfahren, *Z. Meteorol.*, 27, 75-84, 1977.
- Singer, W., Bremer, J., Weiß, J., Hocking, W.K., Höffner, J., Donner, M., and Espy, P.: Meteor radar observations at middle and arctic latitudes Part 1: Mean temperatures, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 66, 607-616, doi:10.1016/j.jastp.2004.01.012, 2004.
- Von Cossart, G.: Ein Beitrag zur synoptischen Untersuchung der atmosphärischen Struktur in der Mesopausenregion aus indirekten Phasennmessungen, PhD Thesis, Academy of Sciences of the DDR, 1976.
- Von Cossart, G., and Entzian, G.: Ein Modell der Mesopausenregion zur Interpretation indirekter Phasennmessungen und zur Abschätzung von Ionosphären- und Neutralgasparametern, *Z. Meteorol.*, 26, 220-230, 1976.

Author's addresses:

Christoph Jacobi, Institute for Meteorology, University of Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig, Germany

Dierk Kürschner, Institute for Geophysics and Geology, University of Leipzig, Collm Observatory, 04779 Wermsdorf, Germany

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Implementation of the Warner-McIntyre Scheme of gravity wave parametrization into COMMA-LIM, Part I: Code Transfer

K. Fröhlich, M. Ern, Ch. Jacobi, and P. Preusse

Zusammenfassung

Ein neues Schema für die Parametrisierung der Schwerewellen und ihres Einflusses auf die mittlere Atmosphäre ist für COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere – Leipzig Institute for Meteorology) übernommen worden. Während das bisher in COMMA-LIM genutzte aktualisierte Lindzen-Schema (Lindzen, 1981) die Ausbreitung und das Brechen einzelner Wellen berechnet, geht das Warner und McIntyre-Schema von einem Spektrum der Schwerewellen aus. Beide Schemata gehen von Schwerewellen im mittleren Frequenzbereich zwischen Brunt-Väisälä Frequenz und Rotationsrate der Erde aus ($N \gg \hat{\omega} \gg f$). Erste Ergebnisse werden vorgestellt.

Summary

A new scheme for the parametrizing of the gravity waves and their impact on the mean circulation of the middle atmosphere has been adapted to COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere – Leipzig Institute for Meteorology). The current version based on the Lindzen-scheme (Lindzen, 1981) calculates the propagation and breaking of 48 single waves while the new Warner and McIntyre – scheme uses a spectral approach of gravity waves. Both schemes are based on the medium frequency approach locating the gravity waves between the Brunt-Väisälä-frequency and the rotation rate of the earth ($N \gg \hat{\omega} \gg f$). First results are presented.

1 Introduction

The project GW-CODE is part of the DFG priority program CAWSES and focuses on long-term data sets of gravity wave (GW) activity from satellite measurements (SABER-satellite, GPS) as well as modeling the effects on the global circulation simulated in a global circulation model (COMMA-LIM).

GW play a crucial role in the dynamics of the middle atmosphere. During their upward propagation their amplitudes grow with height and if the waves break they deposit momentum and energy onto the mean circulation. Since only gravity waves propagating opposite to the mean wind in the middle atmosphere reach the mesopause region the

breaking waves are responsible for the wind reversal in the mesopause region. The adiabatic upwelling due to the imposed momentum and heat leads to the extreme cold polar summer mesopause.

The horizontal scale of GW is far too small to be resolved in global circulations models, therefore they have to be parameterized. Currently, the COMMA-LIM model uses an updated Lindzen scheme which calculates the momentum and energy deposition of the breaking GW and the related eddy-diffusion coefficient (Fröhlich et al., 2003). The physical reasonable description of convective overturning of a saturated wave and their subsequent deposition of momentum and energy on the mean flow has the disadvantage that the scheme deals with a certain number of single waves. Consequently, the fixed number of launched waves is an artificial information on the system that has to be 'tuned'. Additionally, the nonlinear processes between the GW are not considered. Observations can only provide estimates of GW-spectra (e.g. Ern et al. (2004); Fritts and VanZandt (1993)). In order to improve the physical information for the atmospheric system in COMMA-LIM an alternative scheme made by Warner and McIntyre (Warner and McIntyre, 1996) was transferred to the Fortran code used in COMMA-LIM. The IDL code was provided by the Forschungszentrum Jülich.

2 Warner-McIntyre Parameterisation

The idea of this spectral approach uses the midfrequency approximation, that neglects nonhydrostatic and Coriolis effects in the dispersion relation for gravity waves:

$$\hat{\omega}^2 = N^2 \frac{k^2}{m^2}, \quad (1)$$

with $\hat{\omega}$ as intrinsic frequency, N as the buoyancy frequency, k as horizontal and m as vertical wave number. This allows the full frequency – wave number spectrum of pseudomomentum flux to be integrated with respect to frequency, leading to a spectrum that only depends on m and azimuthal direction ϕ (Warner and McIntyre, 2001). A spectral shape for the vertical wavenumber is derived from observed gravity wave spectra, that often show a positive slope at small m (first part), and an m^{-3} behaviour at large m (Fritts and VanZandt, 1993) as a second part. A third part of the spectrum results from wave breaking followed by conservative propagation. The evolution of the launched gravity wave spectrum propagating upwards is assumed to be governed by conservative propagation under Doppler-shifting and wave breaking. An upward propagated GW spectrum in terms of the pseudomomentum flux $\rho \mathbf{F}_p(z, m, \phi_j)$ is compared with its quasi-saturated spectrum $\rho \mathbf{F}_{pS}(z, m, \phi_j)$ at each level under the condition

$$\rho \mathbf{F}_p(z, m, \phi_j) \leq \rho \mathbf{F}_{pS}(z, m, \phi_j). \quad (2)$$

The wave number interval, where $\rho \mathbf{F}_p(z, m, \phi_j)$ is chopped by $\rho \mathbf{F}_{pS}(z, m, \phi_j)$ as ceiling for the vertical wave number spectrum, is called wave breaking-part and the final spectrum will be called 'evolved spectrum', propagating further upwards. Computational efficiency is improved by assuming that the evolved spectrum can be divided in not more than three parts, each integrable analytically, separated by crossover and cutoff vertical wave numbers. In this way the pseudomomentum flux $\rho \mathbf{F}_p$ is computed, and the wave-energy flux $\rho \mathbf{F}_E$ and the turbulent energy dissipation rate ε due to wave breaking are derived.

The wave-induced forces per unit mass are calculated by the one-dimensional divergence of the pseudomomentum flux

$$\mathbf{G}(z, \phi_j) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho \mathbf{F}_p(z, m, \phi_j) \quad (3)$$

This term is the acceleration rate that contributes to the middle atmospheric wind balance. For a full description of the approach the reader is referred to Warner and McIntyre (1996, 2001).

For a complete transfer to COMMA-LIM a derivation of the eddy-diffusion coefficient is necessary as well as the contribution to heating due to breaking gravity waves. These terms are not included in the original IDL-code and have to be formulated for a spectral approach in future. Currently, the acceleration rates can be calculated separately with COMMA-LIM input data. The code correctness has been checked among other things by running the original IDL-code with the same COMMA-LIM data that serve as input for the Fortran code.

3 First results

Figure 1 shows the acceleration rates provided by the Lindzen-scheme on the left side and by the Warner and McIntyre – scheme (WM – scheme) on the right side. The latitude – height cross – sections show zonal means for a day in July; the zonal direction at top, the meridional direction at bottom. One has to take into account, that the WM-scheme was tested offline, therefore input data are based on an established July atmosphere with the contribution of the Lindzen-scheme; that can make a difference for the WM-scheme. Therefore, the results have to be considered as preliminary. In principle, both structures are quite similar, however, it can be seen clearly, that the Lindzen acceleration rates are stronger and located higher in altitude while in the WM-scheme the drag reaches only up to $\pm 40 \text{ ms}^{-1} \text{ d}^{-1}$ at approximately 5 – 10 km lower levels. For the winter Hemisphere (here, Southern Hemisphere) this means a reduction of GW drag of 50% compared to the Lindzen scheme. In addition, it seems, that gravity waves in the WM-scheme grow up again in the lower thermosphere and reimpose momentum there. Whether this structure appears also for a complete COMMA-LIM run with the WM-scheme fully implemented will be investigated in future work.

4 Outlook

The IDL-code of the WM-scheme has been successfully transferred to Fortran. The code-transfer will be completed by adding the eddy-diffusion coefficient and the heating contribution for COMMA-LIM needs. After that, first numerical studies and a thorough comparison between the two schemes are possible.

Acknowledgement

This work is supported by the DFG under grant JA 836/21-1. Especially, I would like to thank Dr. M. Ern for his help during the compilation process.

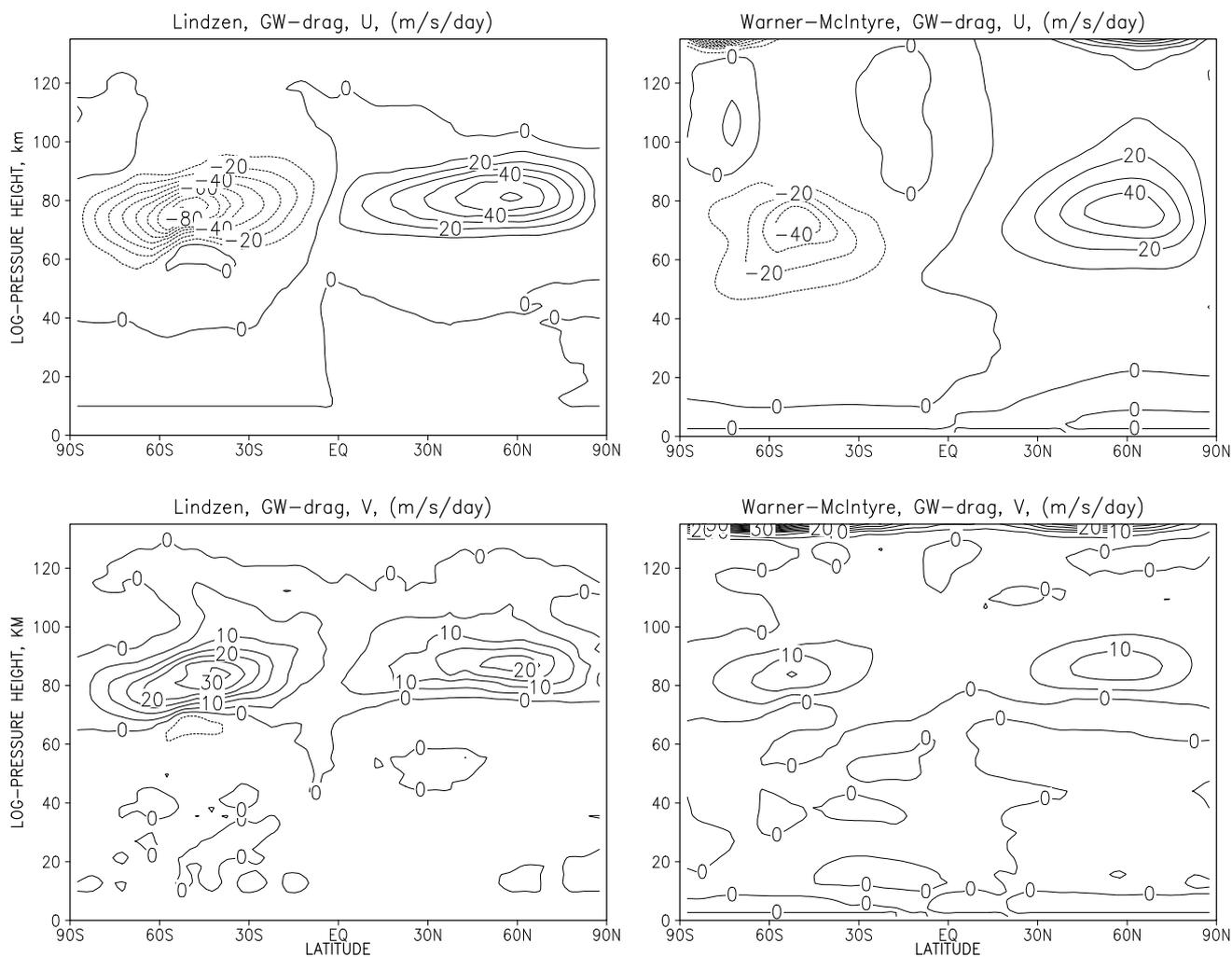


Figure 1: Acceleration rates in $m s^{-1} day^{-1}$ for the zonal and meridional direction as calculated by the Lindzen-scheme (left) and by the Warner-McIntyre-Scheme.

Adresses of Authors

K. Fröhlich (kfroehlich@uni-leipzig.de) and Christoph Jacobi (jacobi@rz.uni-leipzig.de):
 Institut für Meteorologie, Universität Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig

M. Ern (m.ern@fz-juelich.de) and P. Preusse (p.preusse@fz-juelich.de):
 Forschungszentrum Jülich, Institute ICG-I, Stratosphere, 52425 Jülich

References

- Ern, M., Preusse, P., Alexander, M., and Warner, C. (2004). Absolute values of gravity wave momentum flux derived from satellite data. *J. Geophys. Res.*, 109(D20103): doi:10.1029/2004JD004752.
- Fritts, D. C. and VanZandt, T. E. (1993). Spectral Estimates of Gravity Wave Energy and Momentum Fluxes. Part I: Energy Dissipation, Acceleration, and Constraints. *J. Atmos. Sci.*, 50(22):3685–3694.

Fröhlich, K., Pogoreltsev, A., and Jacobi, C. (2003). COMMA-LIM new aspects and climatology. *Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig*, 30:150–180.

Lindzen, R. S. (1981). Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.*, 86:9709–9714.

Warner, C. D. and McIntyre, M. E. (1996). On the Propagation and Dissipation of Gravity Wave Spectra through a Realistic Middle Atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 53:3213–3235.

Warner, C. D. and McIntyre, M. E. (2001). An Ultrasimple Spectral Parameterization for Nonorographic Gravity Waves. *J. Atmos. Sci.*, 58(14):1837–1857.

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Interaction of the Quasi Two-Day Wave with other Planetary Waves in the Middle Atmosphere

K. Fröhlich

Zusammenfassung

Die nichtlineare Wechselwirkung der Quasi Zwei-Tage Welle (QZTW) mit anderen planetaren Wellen führt zu wesentlichen Amplitudenmodulationen der Zwei-Tage Welle und zu einer Reihe auftretender sekundärer Wellen. Die Ergebnisse der verschiedenen Experimente zur Wechselwirkung der Quasi Zwei-Tage Welle mit jeweils der 10-Tage Welle, der 16-Tage Welle und der 5-Tage Welle zeigen, dass die Amplitude der QZTW unter der Wechselwirkung mit der 16-Tage Welle und der 10-Tage Welle um bis zu 20% reduziert wird. Die stationäre planetare Welle mit der zonalen Wellenzahl 1 (SPW1) scheint die wichtigste Rolle bei den nichtlinearen Wechselwirkungen mit der QZTW zu spielen, da die daraus entstehenden sekundären Wellen mit den Wellenzahlen 2 und 4 dieselbe Periode wie die QZTW haben. Die Überlagerung der Quasi Zwei-Tage Welle und ihrer sekundären Wellen verstärkt die Amplitude um bis zu 60%.

Summary

The non – linear interaction of the quasi two-day Wave (QTDW) with other planetary waves leads to remarkable amplitude modulations of the QTDW and to arising secondary waves. Results of several numerical experiments considering the behaviour of the QTDW in connection with the 16-, 10-, and 5-day wave have shown that the amplitude of the QTDW reduces under interaction with the 16DW and 10DW. The stationary planetary wave with zonal wave number 1 (SPW1) seems to play the most important role, because resulting secondary waves exhibit the same period as the QTDW. The superposition of these waves leads to an enhancement of the QTDW-amplitude up to 60%. This means, that a strong amplification of the QTDW measured by RADAR instruments can be due to interaction between the QTDW and a strong SPW1.

1 Introduction

The quasi two-day wave (QTDW) is a striking feature of the summer middle atmosphere. It appears very regular in one or two bursts shortly after solstice in the summer middle atmosphere. The observed properties of the wave do not give a unique picture that links to one well – defined mechanism. The wave appears with the zonal wave number 3 as

well as with wave number 4. The period lies between 45-53 hours. This phenomenon can be observed in both hemispheres but with differences in period and strength of amplitudes which are stronger in the southern hemisphere than in the northern hemisphere. Meridional wind amplitudes v' were found up to 20 m s^{-1} (Gurubaran et al., 2001) in the northern tropics as well as at 52°N (Jacobi et al., 1997), while Craig and Elford (1981) and Plumb et al. (1987) reported speeds of between $40 - 50 \text{ m s}^{-1}$ for Australia. Satellite observations during January 1992 (Wu et al., 1993) gave up to 60 m s^{-1} for v' at the equator, while the zonal component was observed with 30 m s^{-1} at low to middle latitudes in the southern hemisphere. Thus, the wave's behaviour raises the question about its origin.

From the theoretical point of view, the QTDW can be derived as a solution of the Laplace' tidal equations. It is then referred to the Rossby-gravity mode (3,0). However, according to this solution the wave should be a permanent feature of the middle atmosphere. Thus, this theory cannot explain the sudden onset and offset of the wave during summer. Besides, several studies have shown, that a QTDW might develop as a result of an unstable jet in the summer mesosphere. On the other hand, the knowledge about the interactions of the QTDW with other disturbances in the middle atmosphere is still sparse but these interaction might play an important role on the amplification of the QTDW.

The mechanistic model COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere – Leipzig Institute for Meteorology) was used to study the wave, its propagation and impact on the mean flow by forcing it as an Eigenmode of the atmosphere. This paper presents the results of investigation on the interactions of the QTDW with other planetary waves. For a detailed description of the model the reader is kindly referred to Fröhlich et al. (2003).

1.1 Experimental setup

For the numerical investigations the month of July was chosen. Therefore the model was established for the 1th of July as a starting point for all experiments. Then the calculations were made for the whole month and the analyses represent the climatological values of July.

The quasi two-day wave was inserted into the model as a heating disturbance per unit mass at around the tropopause level. The forcing itself was smoothed in the vertical with an exponential factor F and the disturbance term h_{2dw} was defined by the properties of the wave:

$$h_{2dw} = A \Phi(\phi) F(z) \cos(kx - \omega t) \quad (1)$$

where $F(z) = \exp[-\frac{(z-10)^2}{25}]$ with z in km, A is the amplitude scaled to produce the observed values, $\Phi(\phi)$ represents the latitudinal structure of the wave, obtained from Hough-mode calculations for the Rossby-gravity wave (3,0) (Swarztrauber and Kasahara, 1985). The zonal wave number is given by $k = 3$, $x = 2\pi\lambda/360^\circ$. Within the angular frequency $\omega = 2\pi/T$ the period $T = 52.5 \text{ h}$ has been chosen, as this period gives the resonant response in COMMA-LIM.

In Fig.(1) the amplitudes of the QTDW in the wind, temperature and geopotential fields are displayed. The main characteristic is the maximum of the meridional wind above the

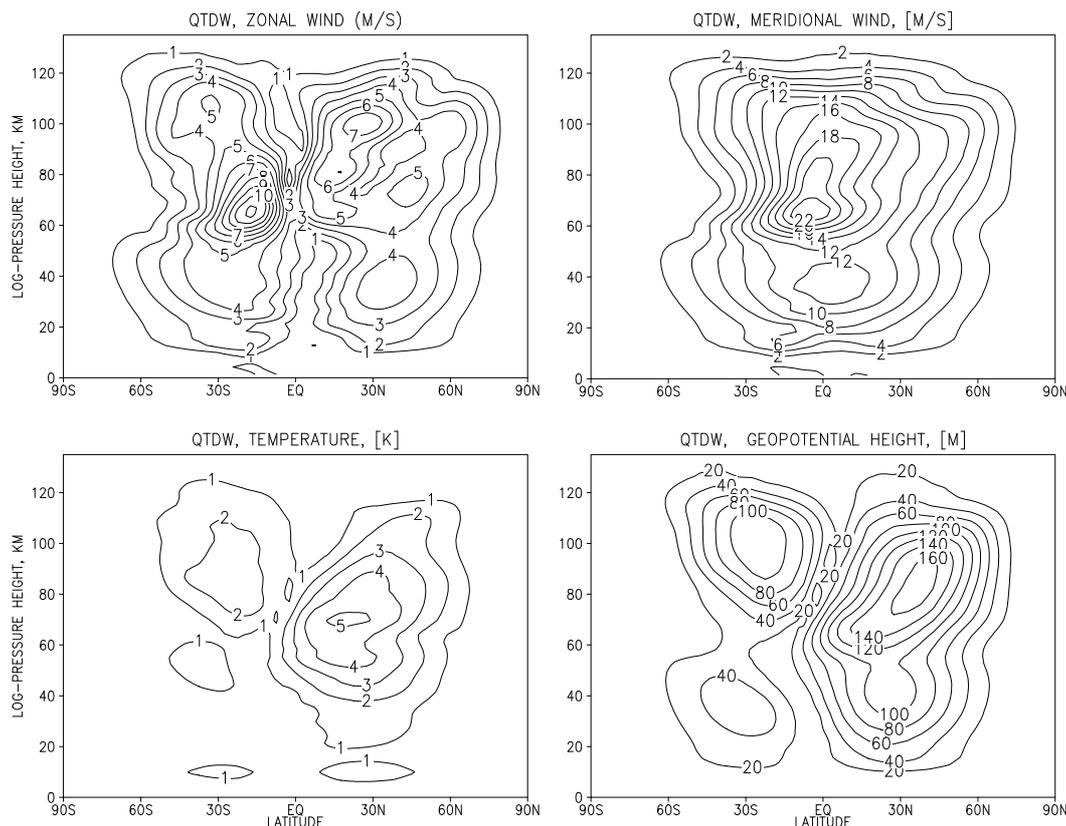


Figure 1: Amplitudes of the QTDW with wave number 3, and period $T = 52.5 h$ for zonal and meridional wind, temperature and geopotential.

equator while the other variables show maxima in both hemispheres – more pronounced in the summer hemisphere – and a node at the equator. The meridional amplitude shows a maximum in the equatorial mesosphere which is twice as strong as that for the zonal wind. With increasing latitude towards the north pole both wind components become comparable in magnitude. All amplitude fields show a well – pronounced propagation into the summer hemisphere and a suppression of the wave on the winter side. However, the amplitudes of the QTDW as obtained with COMMA-LIM do not show a transient behaviour during the course of July. This is consistent with the theory of Eigenmodes but not with observations. Therefore, additional investigations are necessary to clarify if the assumption of the QTDW as an Eigenmode is wrong or if there mechanisms exist that modulate the Eigenmode – amplitude on a relatively short time-scale of several days.

2 Interaction between planetary waves

The theory of a non – linear coupling between two planetary waves or a planetary wave and tides says that two "primary" waves can interact through the advection terms in the momentum equation and produce a family of "secondary" waves (Teitelbaum and Vial, 1991). For instance, if a signal consisting of two cosine waves with zonal wave numbers and frequencies (k_1, σ_1) and (k_2, σ_2) pass through a quadratic system, the output of this system

Listing	Experiment
A	run with steady forced QTDW and SPW1
B	run with steady forced QTDW and 16DW
C	run with steady forced QTDW and 10DW
D	run with steady forced QTDW and 5DW
E	run with steady forced QTDW but without SPW1

Table 1: Overview of the experiments.

will contain the secondary waves $(2k_1, 2\sigma_1), (2k_2, 2\sigma_2), (k_1 + k_2, \sigma_1 + \sigma_2), (k_1 - k_2, \sigma_1 - \sigma_2)$. The strongest secondary waves are those whose frequencies are the sum and difference of the frequencies of the primary waves. The secondary waves then beat with the primary waves and modulate the amplitude of the higher – frequency wave at the period of the lower – frequency wave.

Since the QTDW was observed in most cases as a burst with a length of between two weeks and one month, Jacobi et al. (1998) analysed the 14-year data set of summer Collm-winds with respect to correlations between the 2-day wave and other planetary waves. For some cases non – linear interaction was found to be responsible. Expected secondary waves resulting from non – linear interaction with the 16-day wave (16DW) and 10-day wave (10DW) were found as well. However, the correlation between the secondary waves and 16-day wave was rather weak and could not be the only process responsible for periodic variations of the QTDW. In some years the wave was found to be divided into two frequencies, which could result from self-interaction of the QTDW during its appearance.

Pancheva et al. (2000) reported on possible non – linear interactions of the QTDW with the 10DW, 16DW and tides for the years 1992 and 1993. Interaction between the QTDW and 10DW was found to appear in both summers, whereas a strong signal of interaction with the 16DW only occurred in 1992. Nevertheless, the QTDW was involved in many planetary – wave interactions during summer and the splitting up into periods of 1.7 and 2.1 days was assumed to be related to this phenomenon.

2.1 COMMA-LIM results

In table(1) the different experiments are listed which investigate the interaction between the QTDW and other planetary waves, such as the stationary planetary wave with zonal wave number 1, the 16-, 10-, and 5-day wave (SPW1, 16DW, 10DW, 5DW). Table (2) lists the main secondary waves arising from interaction of the QTDW with the subsequent PWs. Wave analysis was made using the method of least squares. Together with the estimated periods the results from a power spectrum using a fast Fourier Transformation are listed. It was found, that secondary PW signals arising from interaction with the 16DW and 5DW are either small or not detected. This result was confirmed when the amplitudes of possible secondary waves were calculated.

The listed secondary waves arising from the sum and the difference of the primary waves are plotted in Figs.(2) and (3). The strongest response resulted from the interaction between the QTDW and SPW1 and the waves arising from QTDW/10DW interaction. Wave number 2 shows always stronger signals than wave number 4. The secondary $k = 2$

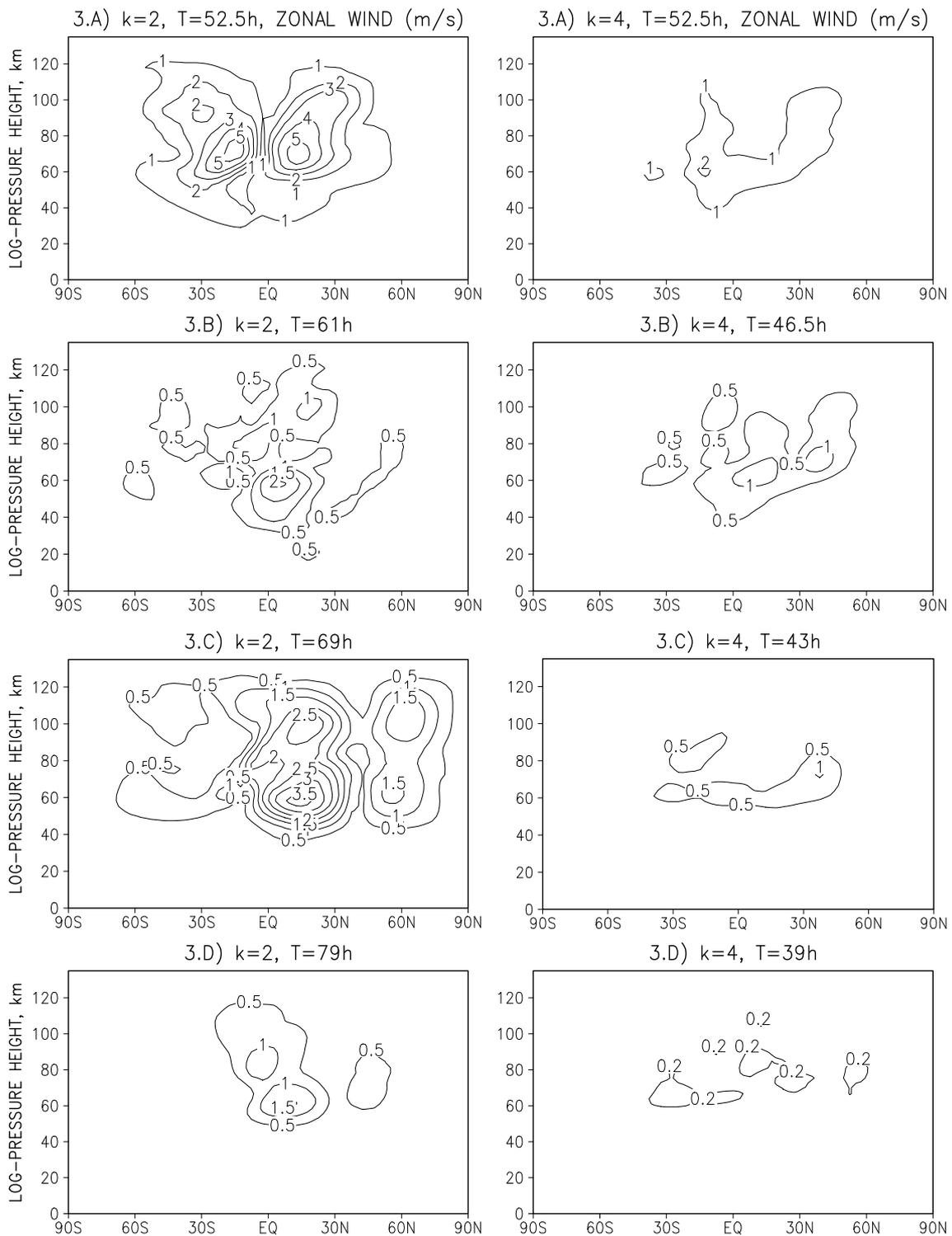


Figure 2: Zonal wind amplitudes of secondary planetary waves due to interaction of different planetary waves and QTDW. Left panels represent waves with $k = 2$: A) QTDW-SPW1, B) QTDW-16DW, C) QTDW-10DW, D) QTDW-5DW. Right panels show waves with $k = 4$: A) QTDW+SPW1, B) QTDW+16DW, C) QTDW+10DW, D) QTDW+5DW.

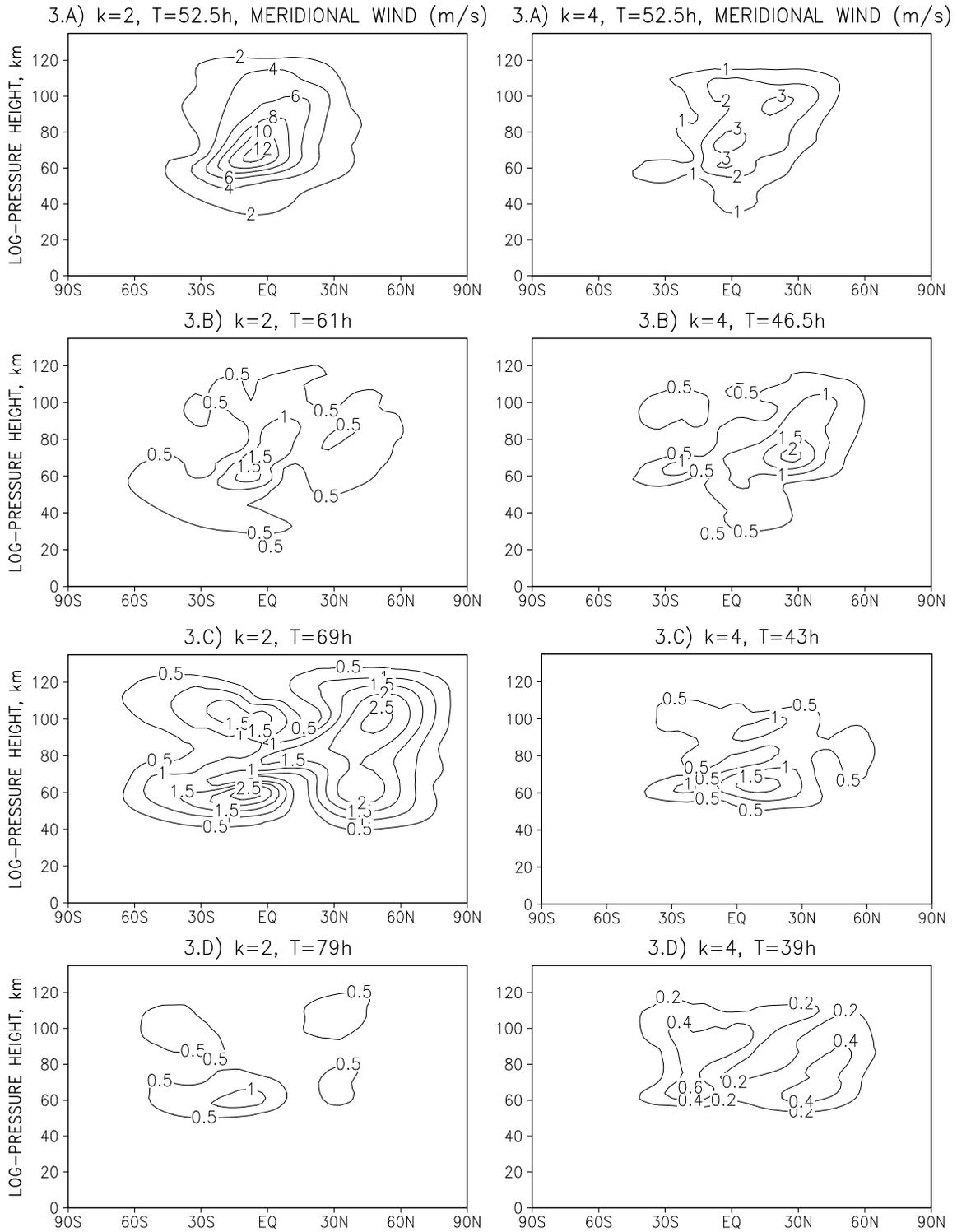


Figure 3: As in Fig.(2) but for meridional wind amplitudes.

Interaction	Wave number of secondary PW ($k_{sPW} = k_1 \pm k_2$)	Period of secondary PW (h) ($1/T_{sPW} = 1/T_1 \pm 1/T_2$)	Spectral analysis (h)
<i>QTDW</i> +SPW1	4	-52.5	51.2
<i>QTDW</i> -SPW1	2	-52.5	53.9
<i>QTDW</i> +16DW	4	-45	46.5
<i>QTDW</i> -16DW	2	-61	-
<i>QTDW</i> +10DW	4	-42.3	42.6
<i>QTDW</i> -10DW	2	-69	68
<i>QTDW</i> +5DW	4	-39.3	39.4
<i>QTDW</i> -5DW	2	-79	-

Table 2: Secondary waves arising from the sum and the difference of the primary waves. The negative or positive sign at the period corresponds to westward or eastward propagating waves, respectively.

wave resembles the shape of the QTDW, and also shows stronger amplitudes for the meridional wind than for the zonal wind. For all other waves both wind fields have the same order of magnitude.

Modulation of QTDW by 16DW and 10DW

Fig.(4) shows a time – height plot for two different latitudes which depicts the modulation of the QTDW by the two large planetary waves. This picture is obtained by drawing the difference of the 'undisturbed' QTDW amplitude in experiment A from the two amplitudes of the QTDW calculated in experiments B and C.

The variation in the zonal wind field at $32^\circ N$ (not shown here) accounts for $1.5 m s^{-1}$ representing an $\sim 20\%$ change, whereas the meridional component is modulated strongest at the equator with around $4 m s^{-1}$ (referring to an 8% change). By comparing the behaviour at different latitudes it can be seen the strength of modulation decreases towards higher latitudes at mesospheric heights. Furthermore, increasing modulation in the course of July can be seen. Thus, these are mechanisms that could be responsible for transient – like behaviour of the QTDW if not for burst – like events. However, COMMA-LIM results showed a weaker modulation than that reported by Pancheva et al. (2000). In their study the variation of wave amplitudes exceeded 400% between minimum and maximum. Additionally, in observations by Pancheva et al. (2000) the QTDW seemed to grow through the interaction with the 16DW, whereas in COMMA-LIM the 16DW-modulation results in smaller amplitude values than those for the controlled QTDW (positive differences between control and modulated QTDW). Similar results are obtained for the modulation of the QTDW by the 10DW. The modulation begins also at around 60 km height (where the winter planetary waves penetrate into the summer hemisphere) and is comparable in magnitude and latitudinal decrease of modulation.

Interaction of QTDW and SPW1

Strong secondary waves arised from interaction of these two waves (experiment A) as

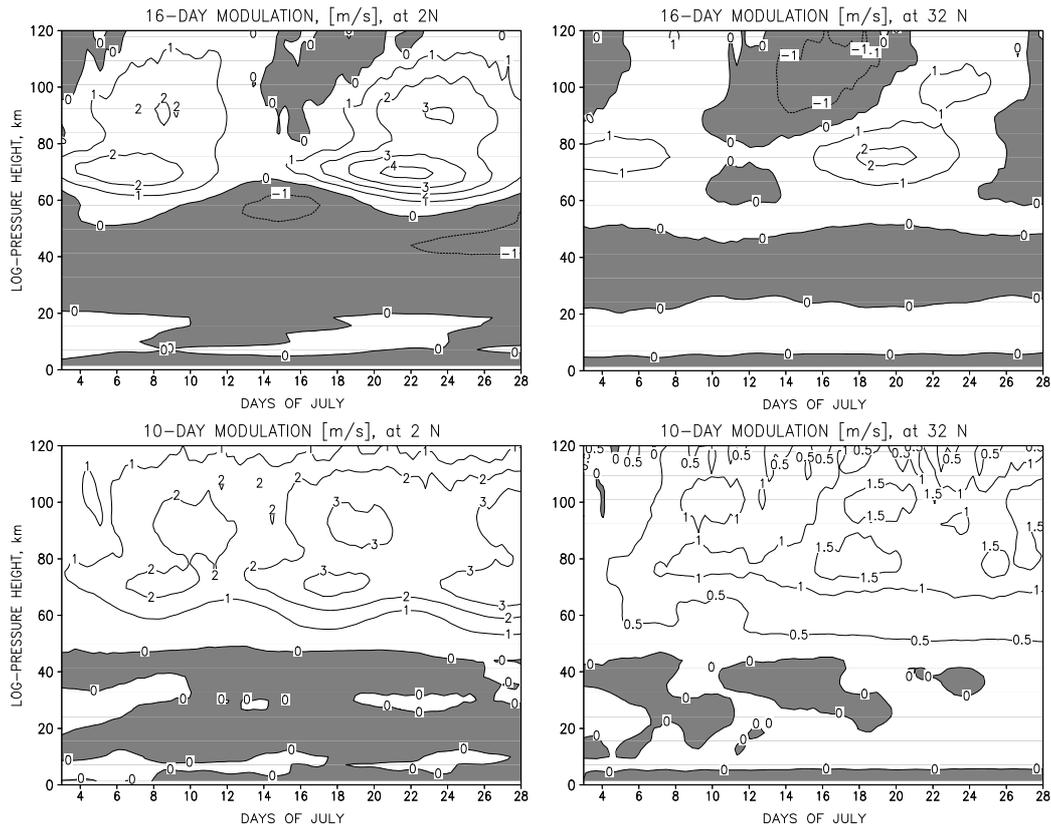


Figure 4: Top panels: time-height plot of modulation of the QTDW by the 16DW. Bottom panels: Modulation by the 10DW. Amplitudes of meridional wind are displayed near the equator (left) and mid-latitudes.

shown in the top panels of Figs.(2) and (3). Especially the wind amplitudes of wave number 2 show values that reach of about 50% of the original QTDW, and the structure looks similar to the primary QTDW. It was proved if the $k = 2$ QTDW arises from interaction with the stationary planetary wave and not as a sub harmonic of the diurnal tide by carrying out a separate calculation without the SPW1 (experiment E). Then, such waves did not arise. Furthermore, the very weak response of the self-interacting diurnal tide propagates in an absolute different way in the middle atmosphere the $k = 2$ -QTDW does. Wave number 4 is not as strong but still more pronounced than other secondary PWs. A further interesting feature of experiment E is that the QTDW forced without the presence of a SPW1 exhibits amplitudes of the same magnitude as in case A. It means that the energy flux from the non – linear interaction of the primary waves that feeds the secondary waves is dominantly provided by the SPW1. Under this assumption transient events of SPW1 will increase the secondary wave amplitudes. The secondary QTDWs indicate that it seems necessary to take them into account when comparing the QTDW with radar measurements. Local measurements are only able to collect the frequency but cannot account for different wave numbers of the observed oscillations or divide them into parts of primary and secondary waves.

By restoring the three waves back to the longitudinal grid the superposition of the waves with equal frequency but different wave number and amplitude shows a wave with

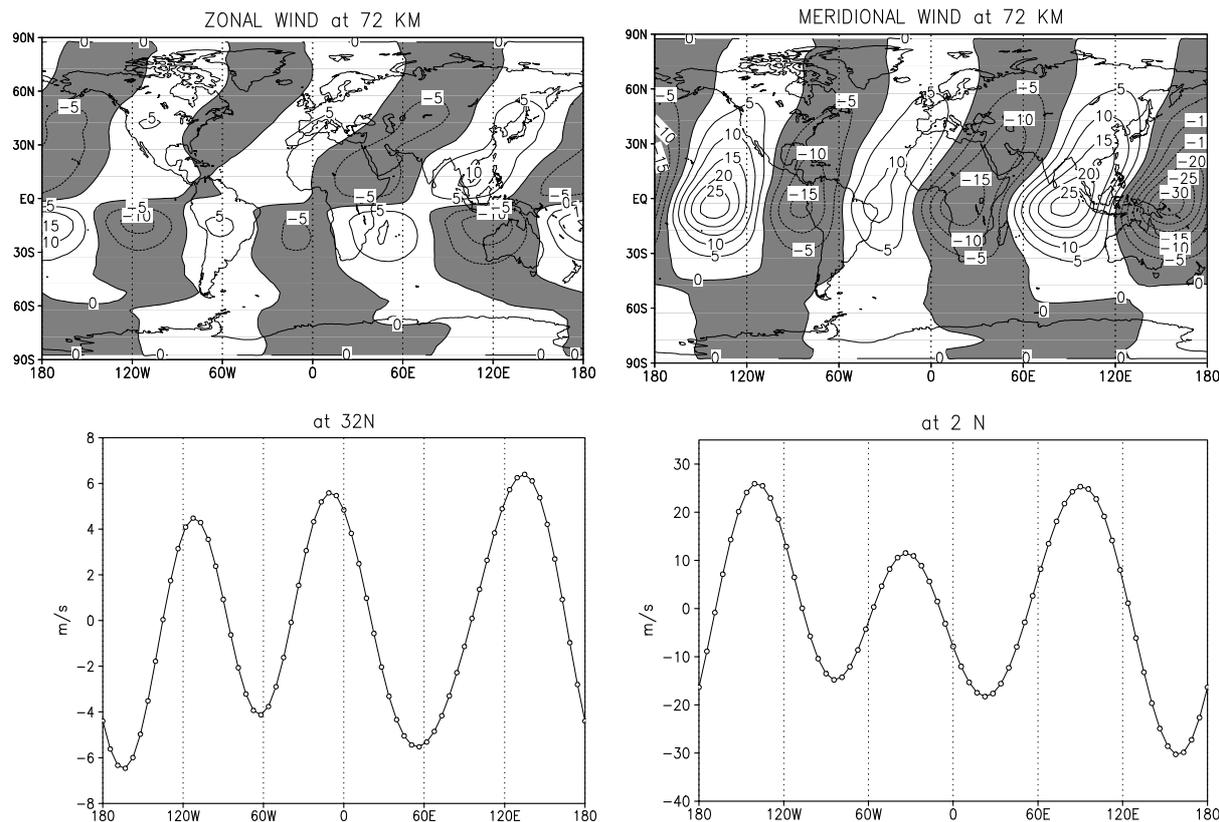


Figure 5: Superposition of wave numbers 2, 3 and 4 with period of 52.5 h for zonal (left) and meridional (right) wind. Upper panels show a longitude-latitude section at 72 km, whereas lower panels depict the sum at a specific latitude.

the wave number of the strongest amplitude, see Fig.(5). The longitude-latitude plots at a height of 72 km show that the wave number changes from 3 to 2 in the high-latitude winter hemisphere; however, there the QTDW amplitudes are smaller than 5 m s^{-1} . Nevertheless, regarding this picture it seems possible that the wave number can change at specific latitudes or altitudes if one of the secondary waves grows stronger than the primary QTDW. The characteristic feature of the not equally distributed distance between two ridges over the latitudinal circle develops due to beating between the three waves. In the bottom panels of Fig.(5) a clear example is given for the wind amplitudes at 32° N , 72 km height. Wave number estimation from radar stations at different longitudes would yield in this case a non – integer wave number as was the case in the papers by Poole and Harris (1995) and Meek et al. (1996). The authors of these papers suggested that beating of waves might be responsible for wave number ambiguities. COMMA-LIM model investigations could confirm this assumption and explain it by taking into account the SPW1-QTDW interaction. The sum of the 2-day waves (wave number 2 to 4) with the same period 52.5 h gives an increase of amplitude of about 60% (not shown here) in zonal and meridional wind when compared with the wave number-3 part alone.

3 Conclusions

To summarise, the interaction of the QTDW with other PWs leads to significant amplitude modulations of the quasi two-day wave and a number of secondary PWs arise. The SPW1 seems to play the most important role in these non – linear interactions since the developing secondary PWs have the same period as the primary QTDW. Thus, radar data from a single station that cannot distinguish between the wave numbers may observe increased QTDW amplitudes at a time, where the SPW1 shows a transient behaviour.

Acknowledgement

I would like to thank Prof. Ch. Jacobi and Prof. A. I. Pogoreltsev for detailed and helpful discussions.

This study was supported by BMBF under grant 07 ATF10 (MEDEC) within AFO2000.

Adress of Author

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

References

- Craig, R. and Elford, W. (1981). Observations of the quasi 2-day wave near 90 km altitude at Adelaide (35°S). *J. Atmos. Terr. Phys.*, 43(10):1051–1056.
- Fröhlich, K., Pogoreltsev, A., and Jacobi, C. (2003). COMMA-LIM new aspects and climatology. *Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig*, 30:150–180.
- Gurubaran, S., Sridharan, S., Ramkumar, T., and Rajaram, R. (2001). The mesospheric quasi-2-day wave over Tirunelveli 8.7,°N. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 63:975–985.
- Jacobi, C., Schminder, R., and Kürschner, D. (1998). Nonlinear-interaction of the quasi 2-day wave and long-term oscillations in the summer midlatitude mesopause region as seen from LF D1 wind measurements over Central Europe (Collm, 52°N,15°E). *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 60:1175–1191.
- Jacobi, C., Schminder, R., and Kürschner, D. (1997). The quasi 2-day wave as seen from D1 LF wind measurements over Central Europe (52° N,15° E) at Collm. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 11:1277–1286.
- Johnson, R. and Killeen, T. (1995). *The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory*. American Geophysical Union.
- Meek, C., Manson, A., Franke, S., Singer, W., Hoffman, P., Clark, R., Tsuda, T., Nakamura, T., Tsutsumi, M., Hagan, M., Fritts, D., Isler, J., and Portnyagin, Y. (1996). Global study of northern hemisphere quasi-2-day wave events in recent summers near 90 km altitude. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58(13):1401–1411.

- Pancheva, D., Beard, A., Mitchell, N., and Muller, H. (2000). Nonlinear interactions between planetary waves in the mesosphere/lower-thermosphere region. *J. Geophys. Res.*, 105(A1):157–170.
- Plumb, A., Vincent, R., and Craig, R. (1987). The Quasi-Two-Day Wave Event of January 1984 and its Impact on the Mean Mesospheric Circulation. *J. Atmos. Sci.*, 44(20):3030–3036.
- Pogoreltsev, A. I., Pancheva, D., and Mitchell, N. (2002). Secondary planetary waves in the middle atmosphere: numerical simulation and analysis of the neutral wind data. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 64:1251–1261.
- Poole, L. and Harris, T. (1995). The propagation of the mesospheric two-day wave in the southern hemisphere. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 57:1661–1666.
- Swartztrauber, P. and Kasahara, A. (1985). The vector harmonic analysis of Laplace's tidal equations. *SIAM J. Sci. Stat. Comput.*, 6:464–491.
- Teitelbaum, H. and Vial, F. (1991). On tidal variability induced by nonlinear interaction with planetary waves. *J. Geophys. Res.*, 96:14169–14178.
- Wu, D., Hays, P., Skinner, W., Marshall, A., Lieberman, R., and Ortland, D. (1993). Observations of the quasi 2-day wave from the High Resolution Doppler Imager on UARS. *Geophys. Res. Lett.*, 20:2853–2856.

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Analysis of planetary waves seen in ionospheric total electron content (TEC) perturbations

P. Hoffmann, C. Jacobi

Zusammenfassung

Am DLR Neustrelitz wird kontinuierlich die totale Ionisation der Atmosphäre bestimmt und globale Karten der vertikal integrierten Elektronendichte erstellt. Es werden dazu die Signale der Navigationssatelliten-Systeme GPS und GLONASS verwendet. In dieser Arbeit wird die Verteilung des totalen Elektronengehalt (TEC) oberhalb der mittleren Breiten während der Übergangssaison September bis November 2004 auf langperiodische Variationen im Bereich von mehreren Tagen sowie zonalen Wellenzahlen bis zu 5 untersucht. Die Ergebnisse werden mit einer Analyse von planetaren Wellen aus assimilierten Stratosphärendaten, Radardaten für Temperatur vom Collm Observatorium (51.3°N, 13.0°O) und Beobachtungen der kritischen Plasmafrequenz der F2-Schicht (f_0F2) mit der Ionosonde in Juliusruh (54.6°N, 13.4°O) verglichen, um den meteorologischen Einfluss auf die Variation der Ionosphäre zu studieren.

Summary

The DLR Neustrelitz regularly produces maps of the total total electron content (TEC) on a global scale using the navigation satellite systems GPS and GLONASS to forecast space weather. In this study we turn our attention to the higher middle latitudes TEC variations during September to November 2004 in a long-period range of several days with a zonal wavenumber up to 5. The results are compared with a planetary wave analysis using assimilated stratospheric data, mesosphere/lower thermosphere radar temperature data at Collm observatory (51.3°N, 13.0°E) and the ionosonde observed critical plasma frequency of the F2-layer (f_0F2) at Juliusruh (54.6°N, 13.4°E) to investigate the meteorological influences on ionospheric variability.

1. Introduction

The ionosphere is the part of the upper atmosphere where free electrons are produced by ionisation of neutral atoms or molecules through solar X-rays and EUV radiation. The vertical structure of the neutral atmosphere depends on temperature and the vertical distribution of plasma density. In the ionospheric F-region (170 to 1000 km) the atomic oxygen is ionized during daytime. At night the recombination is not sufficient to neutralize the total layer. Electromagnetic waves passing the ionosphere are permanently modified by F-layer. This property allows to observe ionospheric variabilities.

The space weather monitoring controls extraterrestrially the variability of ionizing radiation with solar origin (solar rotation, solar flares). Using dual frequency global position system (GPS) measurement, the total electron content (TEC) of the ionosphere is de-

rived, and TEC maps in a hemispheric scale are created by DLR Neustrelitz (Jakowski et al, 2002). These hourly received ionospheric data are used to analyse signals from below in the complex vertically coupled atmospheric system.

The ionosphere is coupled to the lower atmosphere through upward propagating waves in the neutral atmosphere. These waves with quasi periods of 2 to 30 days are planetary wave types and deposit energy from below. Solar tides with periods of 12 h and 24 h are also relevant in this context. However, the main variations of the ionosphere are affected by electrical and electromagnetic phenomena (Lastovicka, 2005).

Planetary wave activities have already been indentified from ionosonde measurements by Forbes et al. (2000) and Altadill et. al. (2002). Lawrence (2003) analysed planetary waves from simultaneous observations in a range of 30 to 220 km based on different data sources from 10th April to 18th August (130 days) in 1997, 1998 and 1999. ECMWF reanalysis data (stratosphere), HF radar data (mesosphere) and the ionosonde frequencies (thermosphere) were used by these to detect planetary waves in the atmosphere. Signals of the quasi 10- and 16-day waves were found in all atmospheric layers.

2. Ionospheric variables

2.1 The total electron content

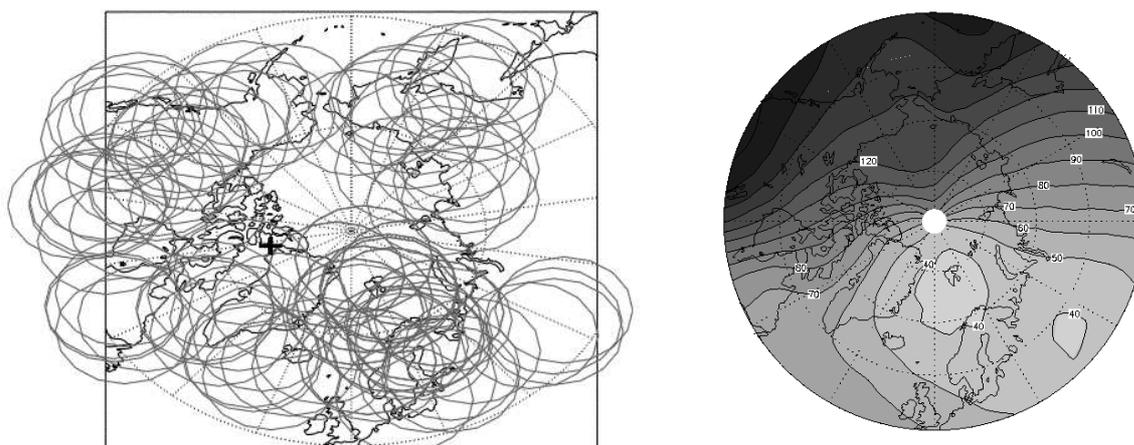


Figure 1: Data coverage of GPS based TEC monitoring during a selected snapshot on 5 Nov. 2001 at 2 UT over the northern Hemisphere (left panel), taken from <http://www.kn.nz.dlr.de/>. The vertical TEC values are computed for a grid of 567 points within the latitude range $50^{\circ}N \leq \phi \leq 90^{\circ}N$. The range of each measuring point is indicated by isolines of the half width of TEC Amplitude weighting functions. A produced TEC map at 23 September 2004 0 UTC over the northern hemisphere (right panel). The contour lines are plotted in TEC ($10^{16} m^{-2}$).

The TEC as a indicator of ionospheric variability is derived by the modified GPS signal through free electrons. The two coherent carrier frequencies of the L-band ($L_1=1.575$ GHz, $L_2=1.228$ GHz) are received by 30 ground stations. They measure the differential phase, $\Delta\Phi$, of the two waves and derives the TEC by a well approximated ionospheric refractive index (Kohl et al, 1996). Since 1995, TEC maps over the European sector are operationally generated, and global maps followed later. Figure 1 shows the northern hemispheric coverage with GPS-satellites at fixed time (left panel) and an example of a

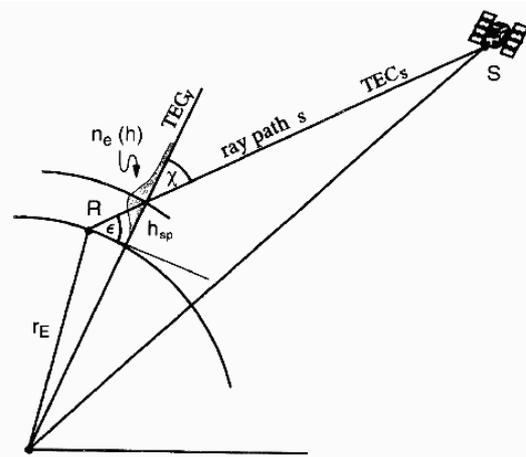


Figure 2: Ray path geometry for the trans-ionospheric satellite signals shows the derivation of the total electron content (TEC_v).

TEC map (right panel). The plot shows the distribution of total ionization over the mid-latitude region with a grid resolution of 7.5° longitude by 2.5° latitude. The vertical TEC profile has been validated by ionosondes and ionospheric radio occultation (IRO) GPS measurements on board the German geoscience satellite CHAMP at low earth orbit (LEO). The definition of the TEC value is given in Eq. (1). One TEC unit (TECU) corresponds to 10^{16} electrons per m^2 and is measured with an accuracy of better than $3 \cdot 10^{16} m^{-2}$. The transformation of the measured TEC values (TEC_s) along the ray path to the vertical TEC_v points the simple geometric relation in Figure 2. r_E is the Earth's radius and $n_e(h)$ the electron density dependent at height h :

$$TEC_s = \int n_e ds, \quad (1)$$

$$TEC_v = TEC_s \cdot \sqrt{1 - \left(\frac{h_{sp} \cos \epsilon}{h_{sp} + r_E} \right)^2}. \quad (2)$$

2.2 Modern ionosondes

Ionosondes detect the ionosphere's different layers and their activities. They have been used since a few decades. The station Juliusruh ($54.6^\circ N$, $13.4^\circ E$) in northern Germany measures the critical f_0F_2 -frequency parameter of an ionosonde since about 1960. Today, modern ionosondes are digital and work precisely. They measure signatures of reflected electromagnetic waves on ionospheric free electrons. The automatically scaled and multi-parameter ionogram provides ionospheric properties and electron density profiles in real time. The ionosonde generally scans from 1 to 20 MHz, transmitting modulated HF radio waves, and further receiving and analysing the ionospherically reflected echo signal. The transmitted radio waves with a frequency higher than the f_0F_2 -frequency pass the ionosphere. The TEC is derived from the given critical plasma frequency Eq. (3). The variables N_e , e and m are number density, charge and mass of the electron, ϵ_0 is the free space permittivity:

$$f_P = \sqrt{\frac{N_e \cdot e^2}{4\pi^2 m \epsilon_0}}. \quad (3)$$

3. Neutral atmospheric data

3.1 The UK Met Office reanalysed stratospheric data

The UK Met Office stratospheric data are analysed on 25 standard pressure levels from 1000 hPa to 0.1 hPa (approx. 0 to 55 km) on a 2.5° latitude by 3.75° longitude global grid. They are produced by assimilating operational meteorological observations daily at 12 UTC, including data from NOAA polar orbiters. The data assimilation system used is produced by the Met Office for operational weather forecasting. Further details are given

in Swinbank and O'Neill (1994) and Lorenc et al. (2000).

Table 1 taken from the UK Met Office stratospheric analyses documentation gives the quality of the assimilated data. In general, the errors are higher than average at high latitudes and during winter. In particular, errors will be larger (perhaps 10 to 20 K locally) during dynamically active periods such as stratospheric warmings, near the poles, and equator and also larger near the tropopause (200 to 300 hPa at mid-latitudes).

Pressure-level	Velocity	Geopotential Height	Temperature
1000 hPa	6.0 m/s	10 m	1.0 K
tropopause	9.0 m/s		1.5 K
100 hPa	6.0 m/s	20 m	1.0 K
10 hPa	8.0 m/s	70 m	1.0 K
1 hPa	12.0 m/s	100 m	2.0 K

Table 1: *Estimated RMS error as an indicator for the assimilated data quality. (<http://badc.nerc.ac.uk/data/assim/documents.html>, visited on December 2005)*

3.2 Meteor radar at Collm Observatory (51.3°N, 13.0°E)

The measurements deliver hourly wind information in the height range 80 to 100 km and daily mean temperature near the mesopause. The ground based instrument using LF radio waves of 32.6 MHz frequency (6 kW peak) with pulses of 13 μ s length and 2144 Hz repetition frequency. The calculated wind is derived by the Doppler shift of reflected radio waves from ionized meteor trails. The temperature measurement is determined by the diffusion coefficient and an empirical temperature gradient model (Hocking et al., 1999). Specific details of the radar and a data analysis of autumn 2004 is given by Jacobi et al. (2005).

4. Planetary wave analysis

The planetary waves at mid-latitudes are generally Rossby waves with a zonal wavenumber of 1, 2 or 3 and quasi-periods of 5, 10 and 16 days. They are forced in the troposphere by topography, land–sea temperature contrasts as well as synoptic eddies, and they propagate horizontal and vertical directions. Planetary waves can be detected, for example, by analysing atmospheric temperature.

A discrete Fourier analysis (Eq. 5), decomposes the variations in a time series $f(t)$, into harmonic functions, and thereby transforms the information into the frequency domain. Similarly the spatial variations along one longitude $f(x)$ can be analysed (Eq. 6). The spectral distribution of the amplitudes (A_k , A_ω) and phases (ϕ_k , ϕ_ω) indicates waves with characteristic frequencies (or periods), f_k , and zonal wavenumbers, k :

$$f_k = \frac{\omega_k}{2\pi} = \frac{2\pi}{T} = \frac{k}{n}. \quad (4)$$

The temporal and spatial Fourier decomposition is given by:

$$f(x, t) = a_0(x) + \sum_{\omega} c_{\omega}(x) \cos(\omega t) + s_{\omega}(x) \sin(\omega t), \quad (5)$$

$$f(x, t) = b_0(t) + \sum_k c_k(t) \cos(kx) + s_k(t) \sin(kx). \quad (6)$$

The amplitude and phase is calculated as follow:

$$A = |\sqrt{c^2 + s^2}|, \quad \phi = \tan^{-1} \left(\frac{s}{c} \right). \quad (7)$$

5. Results

The atmospheric data analysis is carried out for different data sources listed in Table 2. The main task is to find characteristically planetary waves at different height, detected by ionosonde and meteor radar as well as by analyzed assimilated data from stratosphere and TEC maps.

	GNSS	REANALYSES	RADAR	IONOSONDE
Variables	TEC	U, V, H, T	U, V, T	f ₀ F2
Longitude	0° ≤ λ ≤ 360°	0° ≤ λ ≤ 360°	13.0°E	13.4°E
Latitude	50°N ≤ φ ≤ 90°N	90°S ≤ φ ≤ 90°N	51.3°N	54.6°N
Grid Solution	λ=7.5°, φ=2.5°	λ=3.75°, φ=2.5°		
Height	200 - 300 km	10 - 60 km	~ 90 km	~ 250 km
Time Solution	hourly	daily	daily	hourly

Table 2: Overview on used atmospheric data.

5.1 Seasonal upper atmosphere climatology based on CIRA 86

First the seasonal variation of temperature and zonal wind up to 120 km height are described (Figure 4). Between summer and winter there is a marked difference in height–latitude cross section of the zonal wind at upper atmospheric level. The stratosphere and mesosphere up to 90 km height are characterized by an eastward directed

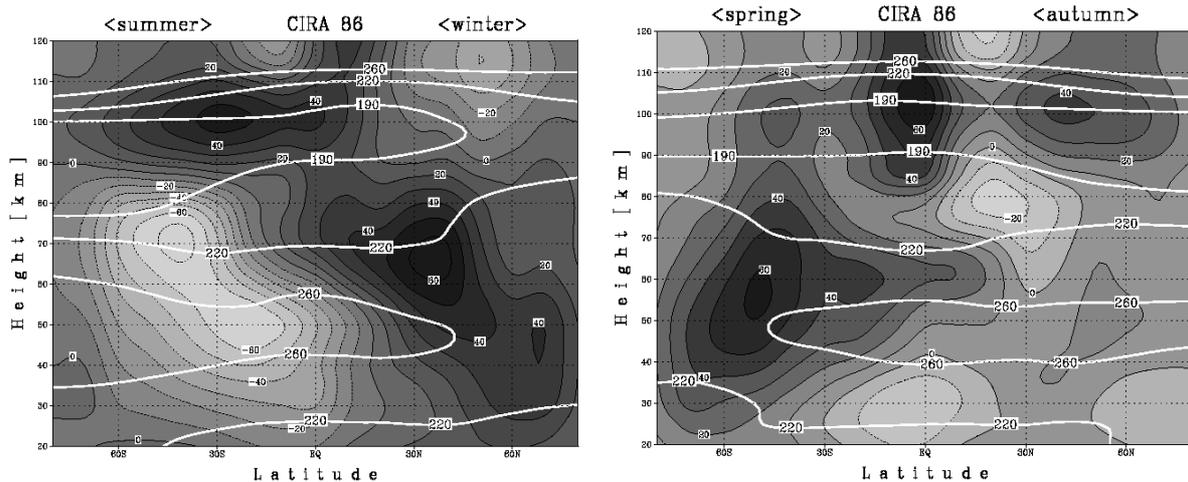


Figure 3: Monthly mean temperature (solid white) and zonal wind speed (shaded) data from CIRA 86 (COSPAR International Reference Atmosphere). The summer middle atmosphere condition is characterized by the southern hemisphere during January and the winter season by the northern hemisphere (left panel). The autumn and spring conditions (right panel) are shown by the April mean. Negative speed values mean eastward and positive values westward directed wind speed.

jet in summer and a westward directed jet in winter season (left panel, shaded). Above mesopause region changes the direction to west in summer and east in winter. During the spring and autumn months, the upper atmosphere conditions are more variable. The differences of the dynamic regimes between summer and winter are inverted (right panel). The temperature conditions (solid white lines) show a colder mesopause in summer (~ 170 K) than in winter (~ 200 K). The stratopause temperature is near 260 K.

5.2 Stratospheric condition during autumn 2004

During the autumn months September to November the upper atmosphere below the mesopause region changes from northern hemispheric summer (eastward directed jet) to winter (westward directed jet) conditions. Figure 5 depicts the monthly mean September

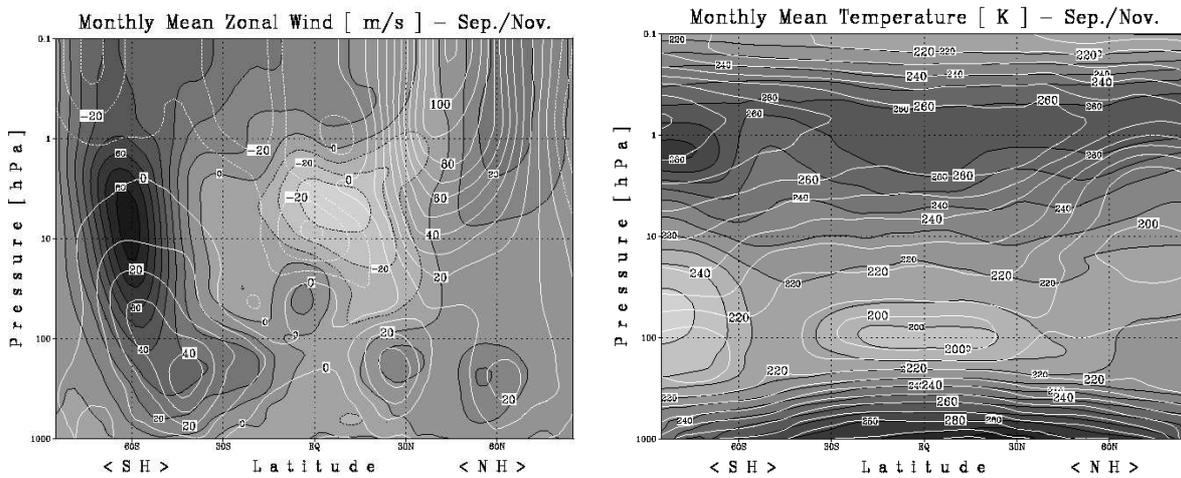


Figure 4: The monthly mean zonal wind (left panel) for September (shaded) and November (white solid) 2004 are shown together with the monthly mean temperature (right panel) for September (shaded) and November (white solid) at 0° E.

2004 (shaded) for zonal wind (left panel) and temperature (right panel). In height-latitude cross section plots are overlaid the november conditions (white solid lines). Table 3 summarizes the main differences in temperature and zonal velocity at 1.0 hPa height and $60^\circ\text{N}/60^\circ\text{S}$ for monthly mean conditions in September and November 2004. The temperature decreases from about 280 K to 250 K and the monthly mean zonal speed rises starting with 20 m/s in September and ending with 60 m/s in November.

Hemisphere	Zonal Wind (Sep/Nov)	Temperature (Sep/Nov)
Northern	(20/60) m/s	(280/250) K
Southern	(50/-10) m/s	(260/270) K

Table 3: Approximated comparison of the atmospheric conditions at 1.0 hPa height and at latitude 60° on the northern and southern hemisphere between September and November 2004.

5.3 Time series

The analysis of planetary waves is carried out in the time range from 1st September to 20th November 2004. Figure 5 shows the time series at mid-latitude regions near 55°N and 15°E for the hourly TEC values and ionosonde data (f_0F2) at Juliusruh (54.6°N ,

13.4°E) as well as the daily mean meteor radar temperature at Collm (51.3°N, 13.0°E) and the assimilated temperature data from UK Met Office data centre at 1.0 hPa height.

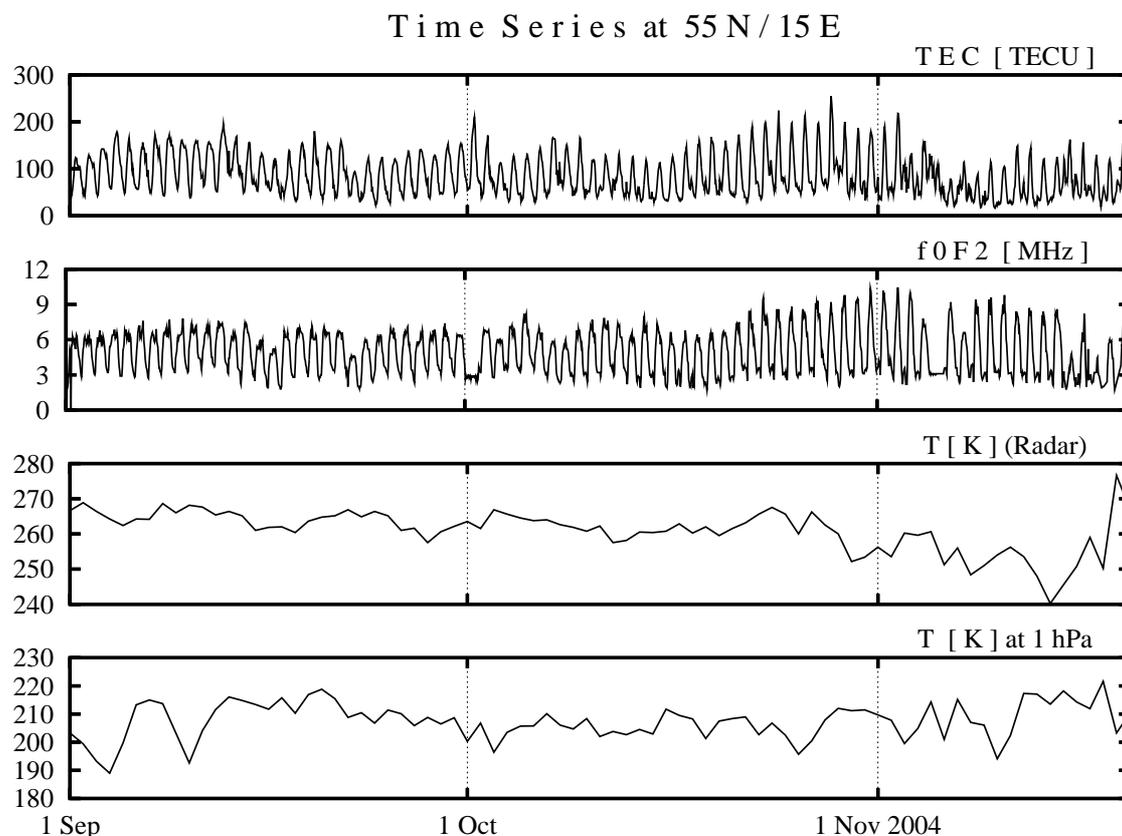


Figure 5: Time series starting on 1st September and ending on 20th November 2004. Hourly values for TEC and Ionosonde data, daily mean values for the radar and Met Office data. The global data TEC and Met Office are taken at 55.0° N and 15.0° E.

5.4 Spectral analysis

The Fourier analyzed time series are shown in Figure 6. The resulting amplitude spectra separate dominant variations in a range of periods from 2 to 30 days. For every time series one receives an characteristically spectrum with marked periods. In all spectra there are oscillations of quasi 6 and 30 days. The 10-day wave is not detected in temperature data at 1 hPa, and in TEC data is the 16-days wave missing. All results are summarized in Table 4. In a range near one day and shorter one can find the solar tides of periods about 24 h, 12 h and 8 h in case of hourly data.

5.5 30-day running window spectra

The Fourier analysis of a 30-days running window (shifted by one day) is depicted in Figure 7. The resulting structures show the wave activities for characteristic periods of days at different times between September and November. The 10-day wave is very dominant especially in ionospheric data. Longer periodic variation (> 15 d) cannot be resolved because of the limited window length.

Periods $\pm 1d$	TEC	T at 1.0 hPa	T (Radar)	f_0F_2
6 d	y	y	y	y
10 d	y	n	y	y
12 d	y	y	n	n
16 d	n	y	y	y
30 d	y	y	y	y

Table 4: Summarized results of spectral analysis. Is there a marked peak in the given range of the selected period, than 'y' else 'n'.

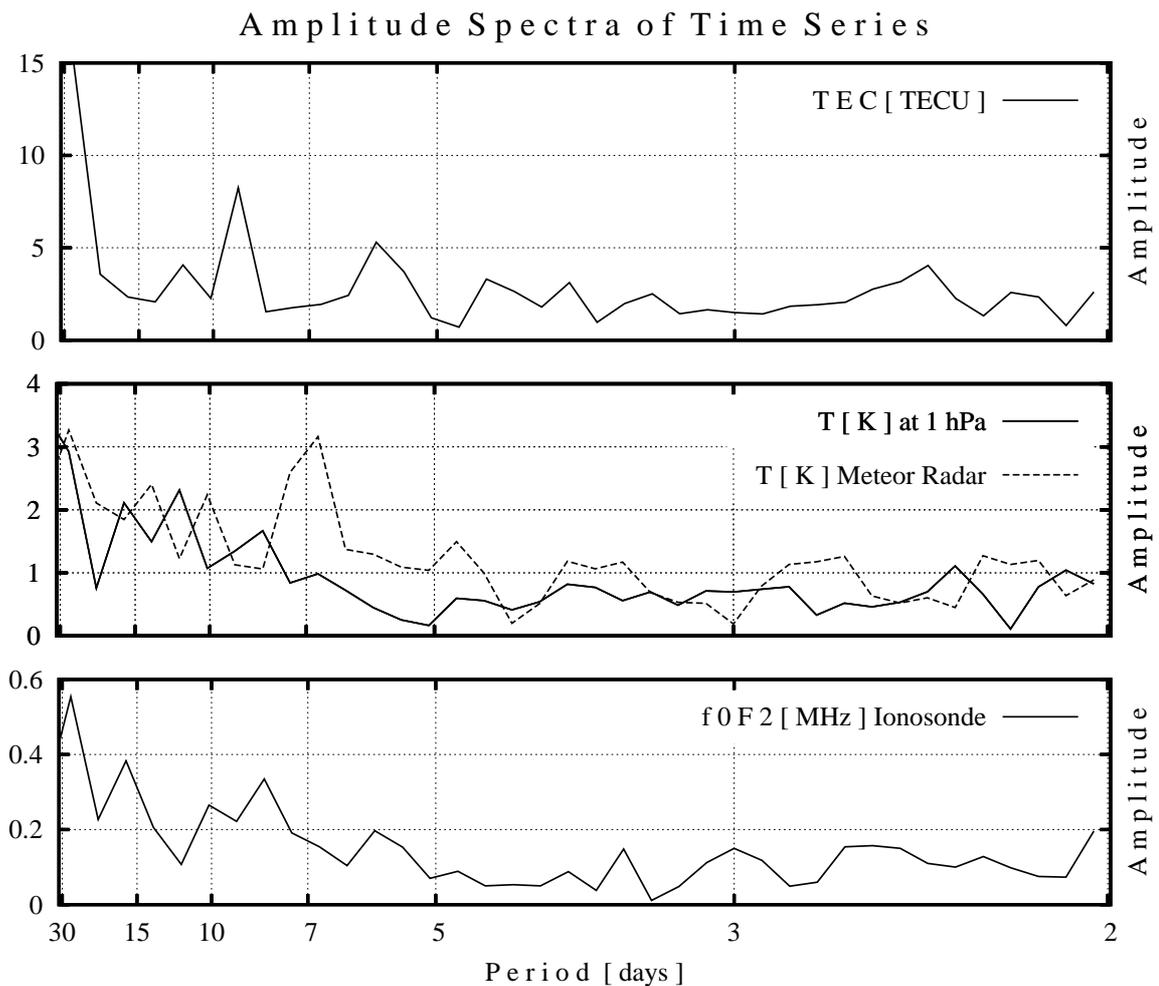


Figure 6: Plotted amplitudes of the Fourier analyzed data from TEC data, ionosonde (f_0F_2), temperature from meteor radar and UK Met Office temperature (1.0 hPa), all at about $55^\circ N$ and $15^\circ E$.

5.6 Zonal wavenumber analysis

Beneath the analysis of variations in time the global TEC data and UK Met Office data allows an harmonic analysis in spatial variations. One receives amplitude and phase for the zonal wavenumbers 1, 2, 3. Figure 8 shows the results of the zonal analysis of TEC and temperature at 1.0 hPh. As expected, the amplitude of zonal wavenumber 1 dominates. At the end of October the amplitudes for wavenumber 2 and 3 become more important. The changing of phase in time describes how waves propagate. For example, the phase of $k=1$ in TEC data does not vary in time. This wave is of quasi stationary type.

30-Days Running Window Amplitude Spectra

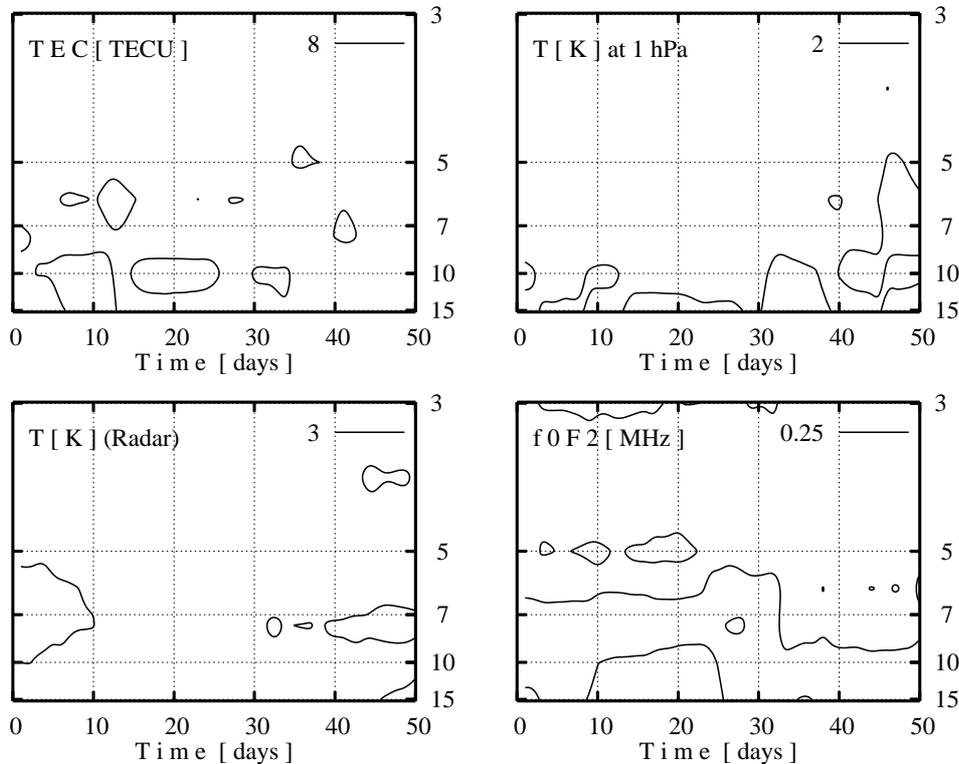


Figure 7: Spectral analysis of a 30 day running window starting on 1st September 2004. The 30 day time window is 50 times shifted forward by 1 day. The solid lines indicate wave activity dependent on time and the period of wave (y-axis).

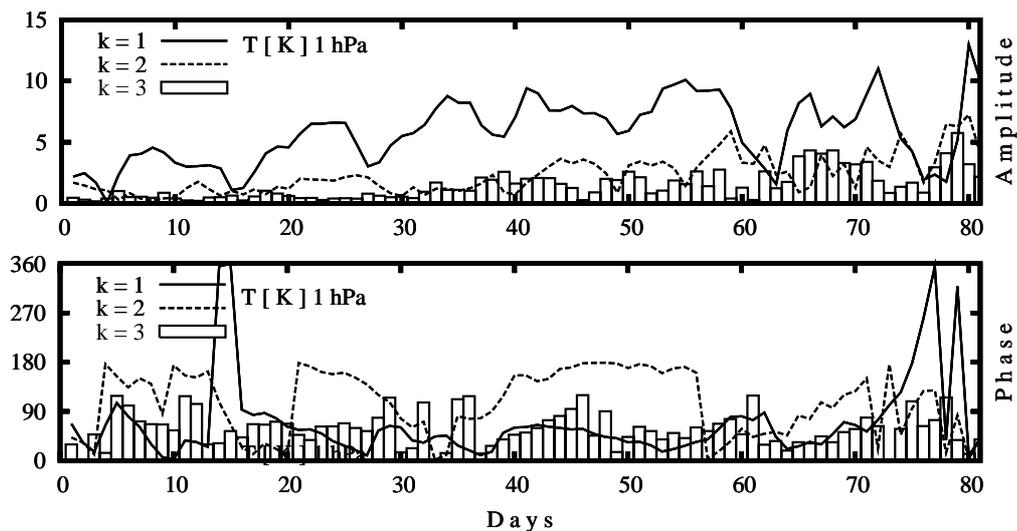


Figure 8: Time Series of the zonal harmonic analyzed amplitudes (upper panel) and phases (lower panel) of the wavenumbers $k=1$ (solid), 2 (dashed), 3 (boxes) dependent on time for temperature at 1.0 hPa and latitude 55° N.

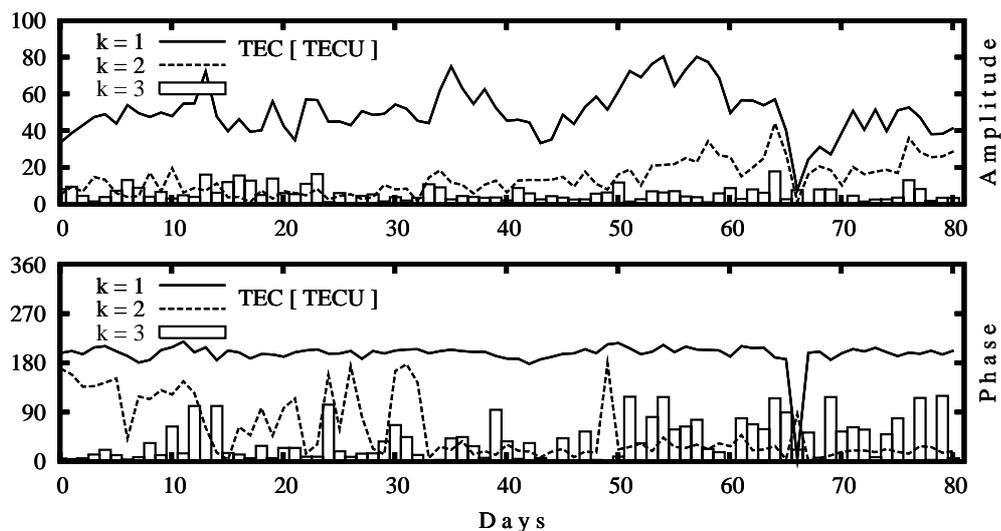


Figure 9: Time Series of the zonal harmonic analyzed amplitudes (upper panel) and phases (lower panel) of the wavenumbers $k=1$ (solid), 2 (dashed), 3 (boxes) dependent on time for TEC data at latitude $55^\circ N$.

Summary and conclusion

Planetary waves can propagate in time and space. Lawrence and Jarvis (2003) have observed planetary wave activity at quasi 16, 10 and 5 days period at various altitudes from 30 to 220 km and at mid-latitude. A permanent monitoring of the TEC on global scale using GPS satellites allows to study the meteorological influence on ionospheric variability and can help to create a climatology of planetary wave propagation up to the lower thermosphere. In this study we analysed long-periodic variations in autumn 2004 (1st September to 20th November) at a range of height between about 50 km and 300 km. The comparison with the analysis of the assimilated stratospheric UK Met Office data at 1.0 hPa height (temperature) as well as the meteor radar temperature at Collm ($51.3^\circ N$, $13.0^\circ E$) and the measured f_0F2 frequency of the ionosonde at Juliusruh ($54.6^\circ N$, $13.4^\circ E$) indicates similar structures. The spectral analysis of given atmospheric data shows a strong amplitude for variations near 30 days and a quasi 6 day signature in all data. In the analysed TEC data the quasi 16-day wave is not visible. There are also peaks near 9- and 12- days. A good correspondence exists between the radar temperature and f_0F2 frequency spectrum.

The global TEC and temperature data at 1.0 hPa height are spatially analysed followed by the spectral analysis of every zonal wavenumber $k=1, 2, 3$. The timeseries of the resulting amplitudes show a very dominant wavenumber 1 in global TEC data with an almost constant phase. The results of this first case study in analyzing global TEC-maps at mid-latitude region show signatures of planetary waves activity in ionospheric F-layer. In a next step, we calculate a time-space cross spectra (Hayashi, 1971) to classify types of planetary waves after zonal wavenumber, period and travelling direction along longitude. Future investigations study the mechanisms of planetary wave propagation into the lower thermosphere.

Acknowledgements

The GNSS TEC data are provided by DLR Neustrelitz, the ionosonde data by IAP Kühlungsborn and the meteor radar data by the University of Leipzig. The assimilated stratospheric data of UK Met Office are taken from the british atmospheric data center (BADC) server. Many thanks especially to K. Fröhlich for her first advises in analyzing stratospheric data, A. Pogoreltsev for some useful hints in separating planetary waves and M. Mudelsee 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.
- 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.
- Hocking, W. K., 1999, Temperature using radar-meteor decay times, *Geophys. Res. Lett.* 62, 3297-3300.
- Jacobi, Ch., Kürchner, D., Fröhlich, K., Arnold, K., Tetzlaff, G., 2005, Meteor radar wind and temperature measurements over Collm during autumn 2004, *Sci. Rep. Met. Inst. Univ. L.* 36, 98-112.
- 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.
- Kohl, H., Rüster, R., Schlegel, K., 1996, Modern ionospheric science, *ProduServ GmbH Verlagsservice*, 371-390.
- Lastovicka, J., 2005, Forcing of the ionosphere by waves from below, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*
- Lawrence, A. R., Jarvis, M. J., 2003, Simultaneous observations of planetary waves from 30 to 220 km, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 65, 765-777
- Lorenc, A., et al, 2000, The Met Office global 3-dimensional variational data assimilation scheme, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* 126, 2991-3012.
- Swinbank, R., O'Neill, A., 1994, A stratosphere-troposphere data assimilation system, *Monthly Weath. Rev.* 122, 686-702.

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Mesopause Region Temperatures over Collm (51.3° N, 13° E)

G. Stober, Ch. Jacobi, D. Kürschner

March 9, 2006

Zusammenfassung

Seit August 2004 wird am geophysikalischen Observatorium Collm (51.3°N, 13°E) ein SKiYMET Meteor-Radar betrieben. Dieses liefert seitdem kontinuierliche Temperaturwerte und Windmessungen. Die Grundlage des Messverfahrens stellt ein stetiger Fluss von Meteoren dar, die in einer Höhe von 75-105 km verglühen. Aus den mit dem Radar bestimmten Positionen der Meteore können Temperaturen in der Mesopausenregion abgeschätzt werden. Für die Darstellung des Jahresganges wurden Tagesmittelwerte genutzt. Dabei tritt im Sommer ein Temperaturminimum mit ca. 170 K auf. Im Winter ist die Situation durch Temperaturen von 205 K und starker planetarer Wellenaktivität gekennzeichnet. Desweiteren konnte eine Klimatologie für die ganz-, halbtägigen und 8-stündigen Gezeiten erstellt werden.

Abstract

Since August 2004 a SKiYMET meteor-Radar is operated at the geophysical Observatory Collm, Germany (51.3°N, 13°E). The radar provides a continuous time series of temperature and wind measurements. The bases for this method is a steady flux of meteors entering the earth's atmosphere. In an altitude between 75-105 km they form a cylindrical plasma trail, which reflects radar signals. Hence the system can determine the positions of the meteors, which are used to estimate mesopause region temperatures. For the diagram of the seasonal change we used daily mean temperatures. The summer shows a temperature minimum with 170 K. During the Winter we observed temperatures about 205 K and a stronger planetary wave activity. Another part was the generation of a climatology for the diurnal, semidiurnal und terdiurnal tide.

1 Introduction

Meteoroids entering the earth's atmosphere form a rapidly expanding plasma trail, the meteor. The life-times of the ionized trails spread from a few hundredths of a second out to several seconds. The backscattered energy depends on the electron density within the trail and the impinging radius of the trail in relation to the transmitting wavelength of the radar. Short after the formation the ambipolar diffusion is the main force for the growth, later on eddy diffusion and recombination becoming more and more important. Hence, we can only use underdense meteors in our analysis, because their half decay times are short enough to neglect other processes. The advantage of this method is, that it is independent of the weather conditions, almost all optical methods suffer from (Lidar or OH-emission). The continuous time series allows an investigation of planetary waves. The radar provides the possibility to measure the typical seasonal variation of temperature and mean wind, including estimates of tidal activity. Thus the radar covers the detection of the main time scales of wave activities in the mesopause region from the long period free rossby waves to the external powered tides.

2 Experimental Setup

The radar consists of three main parts, the transmitting antenna, the receiver antenna array and the receiving/digitizing unit. The antennas are able to detect meteors in the complete hemisphere above the radar. This is a major difference to other meteor-radars, which have a radar beam in a certain direction of the sky. The vertical Yagi antenna design used by the SKiYMET transmits and receives radio waves and echoes out of the whole upper hemisphere. The receiver array is installed in horizontal plane with a 7° slope to operate well. The position of the transmitter is placed outside the array field. The digitizing unit is placed in a small air conditioned building close to the array, typically 70 m away.

The arrangement of the receiving antennas is important for the evaluation of the position. The distance of 2 and 2.5λ (λ wavelength of the transmitter)

is necessary to reduce the blind areas of the SKiYMET. A closer look at the detected meteors in the x-y plane reveals an eye-like structure (Fig. 1 and 2). In the empty regions the radar was not able to determine the position of the meteor. In the center directly above the array the received phase differences at the antennas are too small and in the outer empty areas the unambiguous estimation of the distance can not be achieved due to the pulse repetition frequency length (PRF 2144 Hz) of the transmitter. For a good estimate of temperature and wind the exact knowledge of position is very important in order to guarantee the accuracy of the measurement.

The digitizing unit in the air conditioned building consists of 5 receivers, one for each antenna and a UNIX operated Computer for the data analysis. Here the incoming signals are checked if they are real meteor events or not. There is an additional test to separate underdense and overdense meteors. This is achieved through analyzing the different pulse shapes (Fig. 3 and 4) of the two meteor event species. A comparison of the phase delay between the receiver antennas provides the information to evaluate the position. After passing further tests (Hocking et al. [2001]) the identified meteors are stored with all the measurable characteristics in mpd-files on hard disk.

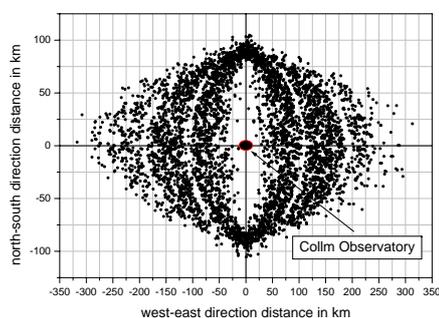


Figure 1: Projection of meteors in the x-y plane detected by the radar during 24 h on 11th November 2004. The gaps result from the problems to determine unambiguously the position of the meteor.

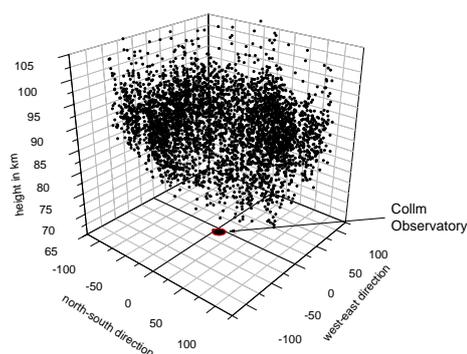


Figure 2: Illustration of the three dimensional meteor cloud used to estimate the temperature for the peak height of the meteor flux on 11. November 2004.

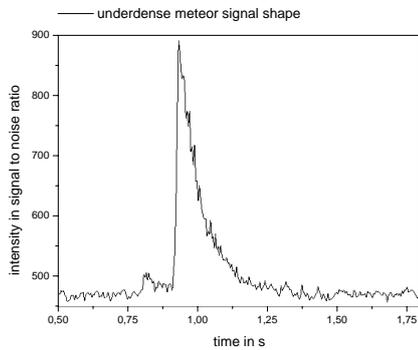


Figure 3: Typical signal shape for an underdense meteor; the sudden jump to the maximum and the exponential relaxation enabling the radar to separate underdense from overdense.

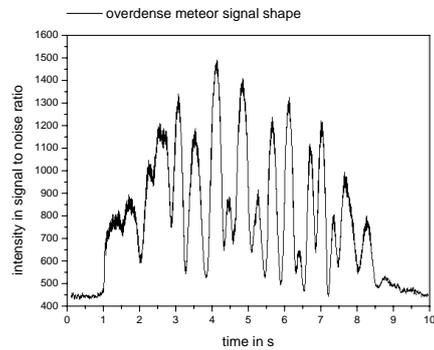


Figure 4: Example of an overdense meteor plot of intensity vs. time detected by a meteor radar. The intensity oscillation is caused by echo interferences.

3 Theory

Jones and Jones [1990] simulated the process of the trail formation and extension, assuming that in the early stage of the quickly formed trail the ambipolar diffusion coefficient is the main force for the growing of the trail and the decay of the electron density. The sudden decay of the ionization level from the maximum to the half amplitude, typical values for $\tau_{1/2}$ are 0.01 to 0.5 seconds, is used to determine the half decay time,

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{16\pi^2 D_{amb} t}{\lambda^2}} = A_0 e^{-\ln 2 \frac{t}{\tau_{1/2}}} \quad , \quad (1)$$

where $A(t)$ is the received field strength at time t , A_0 is the maximum amplitude at $t = 0$, $\tau_{1/2}$ is the half decay time and D_{amb} is the ambipolar diffusion coefficient. By measuring the half decay time the parameter D_{amb} can be estimated,

$$D_{amb} = \frac{\lambda^2 \ln 2}{16\pi^2 \tau_{1/2}} \quad . \quad (2)$$

The dependence of atmospheric pressure and temperature was then described by the expression;

$$D_{amb} = k_{amb} \frac{T^2}{p} . \quad (3)$$

The constant k_{amb} is related to the main ionic constituent in the plasma trail (Hocking et al.,[1997]). The first step is to remove the pressure parameter using the barometric height formula,

$$p = p_0 e^{-\int_0^z \frac{mg}{kT} dz'} . \quad (4)$$

There we found k as the Boltzmann constant, m is the molecular mass of the gas mixture ($m = 28.8 u$) and g is the acceleration due to gravity of the meteor peak height (approximately $g = 9.47 m/s^2$). For this height we define the vertical coordinate z as the altitude of peak meteor activity. In the next step the model of an isothermic atmosphere is replaced by the assumption of a linear temperature gradient. Using (5) and (6) lead us to (7) and applying the natural logarithm to the formula gives us the following connection,

$$T = T_0(1 + \alpha z') , \quad (5)$$

$$\alpha = \frac{1}{T_0} \frac{dT}{dz} , \quad (6)$$

$$\ln D_{amb} = \ln k_{amb} + 2 \ln T_0(1 + \alpha z) - \ln p_0 + \frac{mg}{kT_0} \int_0^z \frac{1}{(1 + \alpha z')} dz' , \quad (7)$$

where α is the vertical temperature gradient in the height z . The new vertical coordinate z' is zero at the maximum flux of meteors and measures the distance from this altitude. After this all constants are removed by applying the vertical derivation to the equation. The vertical dependence of D_{amb} was shown by Hocking et al.,[1999],

$$\frac{d}{dz} \ln D_{amb} \Big|_{z=0} = 2 \frac{d}{dz} \ln T_0(1 + \alpha z) + \frac{mg}{kT_0} \frac{d}{dz} \int_0^z \frac{1}{(1 + \alpha z')} dz' \Big|_{z=0} . \quad (8)$$

Solving the integral lead to the following expression;

$$\frac{d}{dz} \ln D_{amb} = 2\alpha + \frac{mg}{kT_0} . \quad (9)$$

In equation (9) we used the fact that the introduced vertical coordinate z , which was zero at the height of peak activity, is leading to the given terms. Lastly the term $\frac{d}{dz} \ln D_{amb}$ is estimated by a best fit line S_m . From this the final formula for temperature can be extracted,

$$\frac{1}{S_m} \propto \frac{d}{dz} \ln D_{amb} \quad , \quad (10)$$

$$T_0 = S_m \left(2 \frac{dT}{dz} + \frac{mg}{k} \right) \quad . \quad (11)$$

Temperature gradient model

Equation (11) gives the relation between the known parameters m (mean molecular mass), g (acceleration due to gravity), k (Boltzmann constant), S_m (the best fit line) and the unknown vertical temperature gradient $\frac{dT}{dz}$. Ignoring the temperature gradient will increase the absolute error to a value of about 15 K. The first models which were introduced, were based on rocket measurements and the CIRA 86 climatology and showed the seasonal vertical movement of the mesopause. So the model had slightly positive values in the summer. During the winter months the gradient remained almost constant with approximately -1.5 K/km. But the structure was too simple and recent investigations with Lidar and other methods revealed a more detailed variability. Adding these results a new model was created (Fig. 5). The last interesting point is the best fit line. In the analysis algorithm a linear Gaussian fit is used. But there are several other fits possible. For instance Hocking et al. [2001] suggested a polynomial fifth order fit in his procedure. A comparison of both methods is shown in (Fig. 6). The fifth order polynomial seems to be more stable in the summer months. However at the moment there is no analytical approach to show, whether a linear fit or polynomial fit should be taken as the best. Probably a χ^2 -test will give a better base for a decision, which is a task for future investigations.

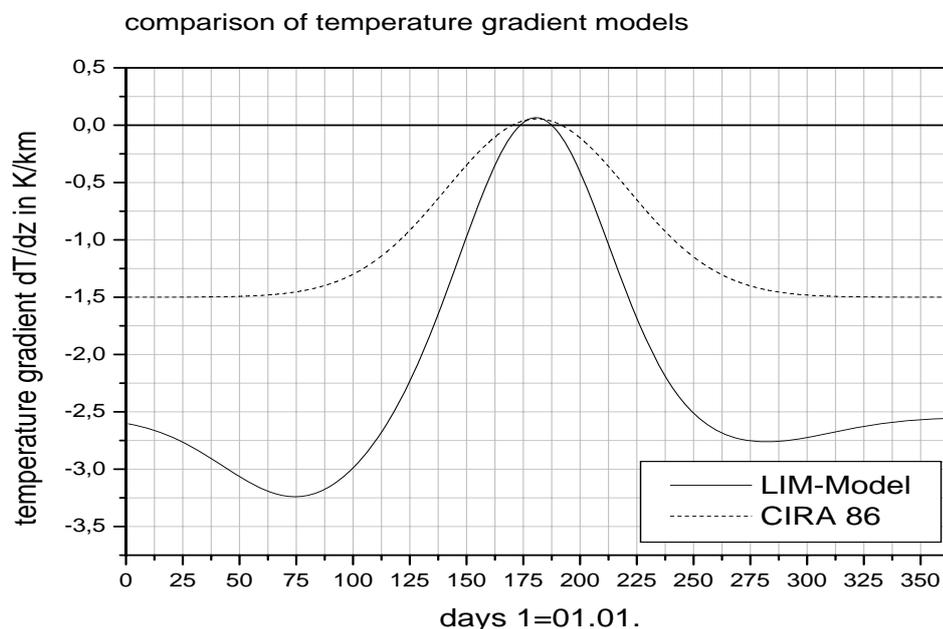


Figure 5: The plot shows two different empirical temperature gradient models. There are several more with more or less similar behavior.

4 Filter and Bias Adjustment

Before the calculation procedure can be used, some adjustments to the raw-data are necessary. In the files all meteor events are stored, means that unambiguous meteors are included. This kind of data has to be rejected. In addition to this all data above a range of 400 km, a height less than 70 km or above 108 km and decay times smaller than 0.025 s or greater than 0.5 s are rejected. Another exclusion criterion is the demand that decay times greater than 0.1 s above a height of 96 km and less than 0.05 s in 84 km are rejected. The remaining data is now grouped into several bins of the quantity $\log \frac{1}{\tau_{1/2}}$ (0.5-0.7), (0.7-0.9), (0.9-1.1), (1.1-1.3), (1.3-1.5) and (1.5-1.7). For each of these bins a median filter is applied and all points outside the 2σ interval are removed (Fig. 7).

The final process in the analysis is the bias adjustment. This is a correction due to the various instrumental errors. Considering a large group of meteors with the same decay time, there is a spread in the measured heights. The limited accuracy of the instrument can be approximated by a Gaussian distribution $e^{-(h-h_r)^2/(2\sigma_r^2)}$. On the other hand a closer look at the height dis-

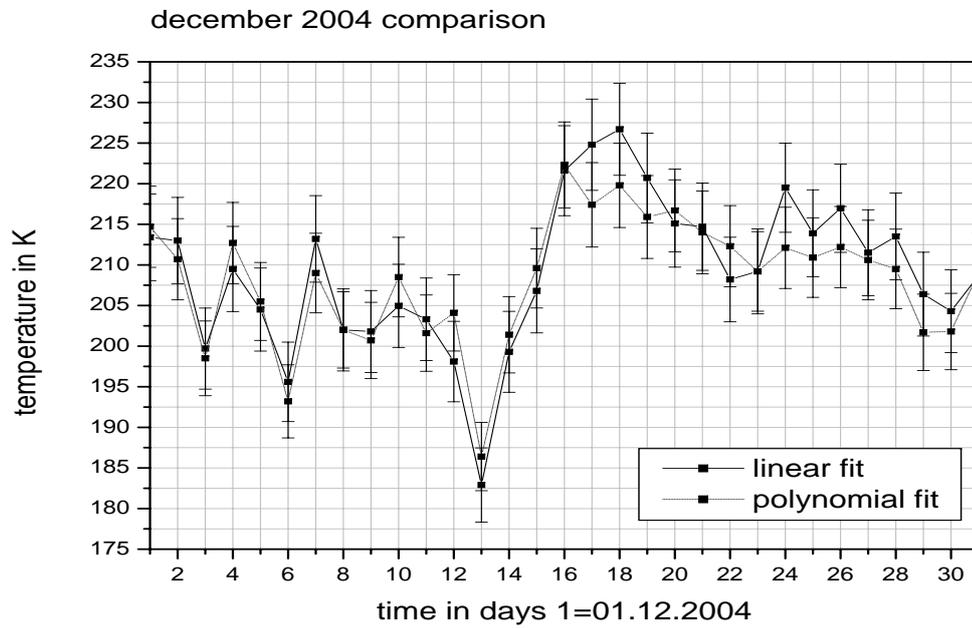


Figure 6: The comparison of the two fit line reveals the small differences between them. Both plots show daily means with their statistical errors.

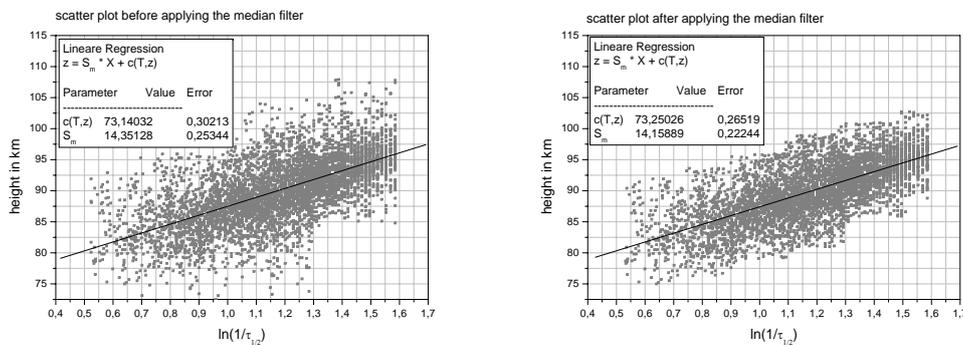


Figure 7: Typical scattered plots of height vs. inverse decay time compared before and after applying the median filter. The picture includes 24 hours of data.

tribution of all remaining meteors reveals a flux peaking at around 90 km, for a radar operating with 32-50 MHz. The distribution can be approximated

with a Gaussian function of the form $e^{-(h-h_p)^2/(2\sigma_p^2)}$ (Fig. 8). As a consequence the expected value is given by the weighted average of the product of these two distributions,

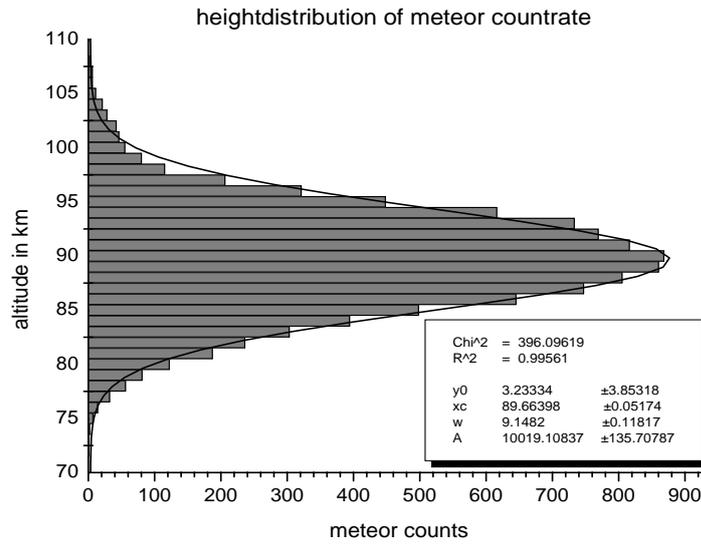


Figure 8: Measured height distribution with 2 km gates and a Gaussian best fit line. The peak altitude of the meteor flux is found at about 90 km.

$$h_{measured} = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} h e^{-\frac{(h-h_r)^2}{2\sigma_r^2}} e^{-\frac{(h-h_p)^2}{2\sigma_p^2}}}{\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{(h-h_r)^2}{2\sigma_r^2}} e^{-\frac{(h-h_p)^2}{2\sigma_p^2}}}. \tag{12}$$

In the equation there are only two unknown values. One of them is the standard deviation of the instrumental error σ_r , which is estimated by the angular resolution of approximately 2° and the pulse repetition frequency length. This leads to values of 2-3 km. Actually a mean value of 2.1 km shows good results. The second unknown value is the true height. Therefore equation (12) has to be inverted to calculate the value of h_r . The parameter h_p equals the median of the height distribution and can be directly taken from the data, as well as the standard deviation σ_p . Typically the ascend of our slope is increased by 30% applying the adjustment.

5 Results

On the basis of the 2005 data and using the described procedure reliable absolute temperature estimates were calculated. The following analysis is based on daily mean values, which are slightly biased by the daily oscillation of the meteor flux. The error bars shown include the statistical error. These errors are derived easily from the linear fit. The error of the temperature gradient model is not known, but a comparison with other measurements lead to a good coincidence within a total error of 8-10 K. The plots show the typical seasonal temperature course for the mesopause region of 90 km altitude (Fig. 9). The Geminid meteor shower in December (09.-16.12.) results in a reduced temperature value, because of the lower height of meteor peak activity with 87 km. This is the first complete seasonal climatology for this atmospheric region at the Collm Observatory.

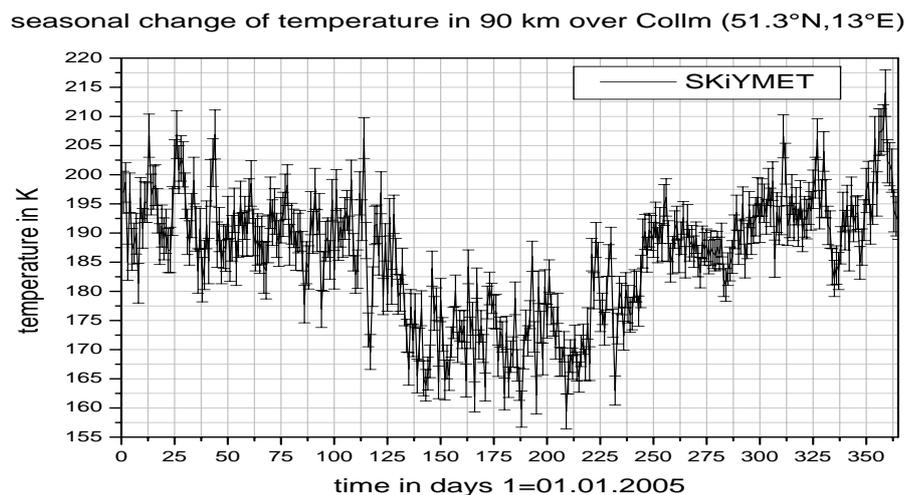


Figure 9: Graph of the daily mean temperature in 90 km altitude including statistical errorbars. The plot shows two significant planetary waves. The first event happened in the summer around day 200 (begin of July) and showed an increased temperature of 20 K. The second interesting event is the Geminid meteor shower in December. There the temperature drops by 10-15 K.

The final step was the creation of a routine to detect temperature tides. A first simple strategy would lead to take hourly data and running the standard analysis. Hence, the temperature estimates are only found with an accuracy of 30-40 K. Indeed it is possible to accumulate all meteors of the same hour over 7 days (Singer [2005]). This process has two advantages: the data base

is enlarged and the temperature gradient fluctuations are reduced. The price to pay for a hourly resolution is the loss of long term oscillations. In fact the procedure smooths the temperature profile. For the tide this process is not important, because of the stability of the tidal phase during the 7 day accumulation time. This enables us to create a time series with hourly means and one day shift allowing an investigation with a Fourier analysis. The amplitudes received by this method are shown in the following tidal climatology (Fig. 10).

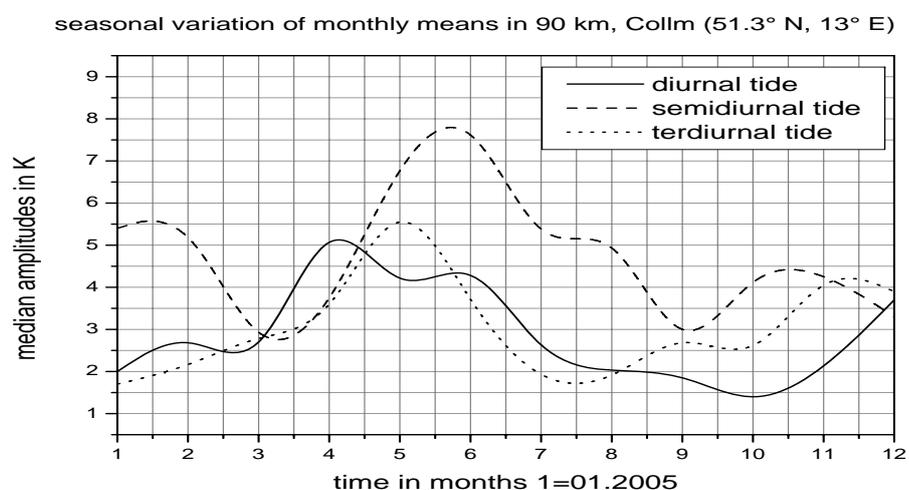


Figure 10: The graph gives an impression of amplitudes for the diurnal, semidiurnal and terdiurnal tide. The amplitudes were calculated with monthly accumulated data.

6 Conclusion

At Collm Observatory, a SKiYMET meteor radar has been installed in summer 2004, measure winds and ambipolar diffusion coefficients in the mesosphere/lower thermosphere region. After more than one year of measurements, first seasonal climatologies of the relevant parameters can be constructed. Here we focus on temperatures, which are derived from the vertical gradient of the ambipolar diffusion coefficient under the assumption of a known temperature gradient profile.

The results show that daily mean temperatures can be estimated with the radar. In addition, estimates of temperature tides (8, 12, and 24-h component) can be calculated on the basis of at least seven days of hourly data. The results of both mean temperatures and tidal amplitudes show good correspondence with those given in the literature.

Acknowledgments

The support of the department of Meteorology Leipzig is recognized. Special thanks go to K. Fröhlich for her advices, guidance and help, during the work. Also the technical support and maintenance of the radar by D. Kürschner is outlined and emphasized. Thanks also to Ch. Viehweg for accompanying me to St. Petersburg.

References

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*, Pages 2977-2980, 1997

Hocking W.K., Temperatures using radar-meteor decay times, *Geophysical Research Letters*, Pages 3297-3300, 1999

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

Hocking W.K., W. Singer, J. Bremer, N.J. Mitchell, P. Batista, B. Clemesha, M. Donner, Meteor radar temperatures at multiple sites derived with SKiYMET radars and compared to OH, rocket and lidar measurements, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 66, 2004

Singer W., R. Latteck, P. Hoffman, B.P. Williams, D.C. Fritts, Y. Murayama and K. Sakanoi, Tides near the Arctic summer mesopause during the MaCAWE/MIDAS summer program, *Geophysical Research Letters*, 2005

Jones, W.,and J. Jones, Ionic diffusion in meteor trails, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 52, 185-191, 1990

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Bodengestützte GPS Wasserdampf-Tomographie

M. Bender und A. Raabe

Zusammenfassung

Die Signale des Global Positioning Systems (GPS) ermöglichen nicht nur die präzise Positionsbestimmung an jedem Ort der Erde, sondern enthalten auch Informationen über den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Aus diesen Informationen kann mit Hilfe tomographischer Verfahren die dreidimensionale Wasserdampfverteilung in der Troposphäre rekonstruiert werden. Dabei ist es von besonderem Interesse, wie zuverlässig die Wasserdampfverteilung alleine aus den Daten bodengestützter GPS-Netzwerke, d. h. ohne die Einbeziehung von Low Earth Orbitern (LEOs) oder von Wettersatelliten, bestimmt werden kann.

Zu diesem Zweck werden GPS-Daten für unterschiedliche GPS-Netzwerke simuliert und auf ihre Eignung für eine tomographische Rekonstruktion untersucht. Besonders der Zusammenhang zwischen der Anzahl der Satelliten, der Stationsdichte und der in der tomographischen Rekonstruktion erreichbaren Auflösung ist dabei von großer Bedeutung. Aus diesem Grund erfolgt zunächst eine geometrische Bewertung der GPS-Eingangsdaten. Die Rekonstruktion eines 3D-Feldes und die dabei auftretenden Abweichungen zwischen dem originalen und dem rekonstruierten Feld werden abschließend an einem Beispiel dargestellt.

Summary

The signals of the global positioning system (GPS) can not only be used to obtain the precise position all over the world but carry also information about the water vapour distribution in the atmosphere. This 3D distribution can be reconstructed from the GPS data by means of tomographic techniques. Of special interest is the quality of the reconstructed 3D distribution using data from GPS ground stations alone, without regarding low earth orbiters (LEOs) and weather satellites.

Therefore, GPS data have been simulated for different model networks. A subsequent data validation shows the correlation between the number of GPS satellites, the density of ground stations and the spatial resolution of the water vapour field which might be obtained from a tomographic reconstruction. Some selected data sets have been used to reconstruct a given 3D distribution and to analyse variations between the initial model field and the results obtained with different tomographic techniques.

1 Einleitung

Die Nutzung von GPS-Daten für meteorologische Zwecke wird seit einigen Jahren stetig ausgebaut. Für die Untersuchung der Ionosphäre sind GPS-Verfahren bereits Standard [Stolle, 2004, Kunitsyn and Tereshchenko, 2003] und auch im Bereich der Troposphäre werden speziell aufbereitete GPS-Daten zunehmend zur Bestimmung der Wasserdampf-Verteilung eingesetzt [Gendt et al., 2004, Ware et al., 2001]. Im mesoskaligen Bereich kommen hier überwiegend bodengestützte GPS-Netzwerke zum Einsatz, während die Bedeutung von Low Earth Orbitern (LEOs) wegen ihrer geringen Zahl und den unregelmäßig auftretenden Okkultationen vorläufig eher gering ist [Foelsche, 1999].

Die Ausbreitung der elektromagnetischen GPS-Signale wird durch den Wasserdampf in der Atmosphäre verzögert. Diese Verzögerungen (Slant Wet Delay - SWD) können aus den GPS-Rohdaten isoliert werden und stellen ein Maß für den gesamten Wasserdampfgehalt zwischen dem GPS-Satelliten und dem GPS-Empfänger dar [Bengtsson et al., 2003, Kursinski et al., 2000]. Mit einigen Zusatzinformationen kann aus dem SWD die absolute Feuchte bestimmt werden (Slant Water Vapour - SWV). Solche entlang der Ausbreitungsrichtung integrierten SWV-Daten werden für eine große Zahl von GPS-Stationen und die jeweils sichtbaren GPS-Satelliten gesammelt. Mit Hilfe von tomographischen Verfahren läßt sich aus den SWV-Daten die dreidimensionale Wasserdampf-Verteilung in der Troposphäre rekonstruieren. Die Qualität und Auflösung der so ermittelten Wasserdampffelder hängt wesentlich von der Zahl und Anordnung der GPS-Stationen ab. Der Meßfehler in den verfügbaren SWV-Daten und sein Einfluß auf das Rekonstruktionsergebnis wird hier zunächst vernachlässigt.

Die aktuell verfügbaren GPS-Netzwerke wurden nicht für eine meteorologische Nutzung installiert und führen daher nicht zu optimalen Ergebnissen. Die Planung zukünftiger Netzwerke erfordert daher umfangreiche Studien, um die Anforderungen z. B. numerischer Wettermodelle erfüllen zu können. Hierbei ist speziell der Zusammenhang zwischen der Zahl und Anordnung der GPS-Stationen und der erreichbaren horizontalen und vertikalen Auflösung der rekonstruierten Wasserdampffelder von großer Bedeutung.

2 Geometrische Vorüberlegungen

Die in der GPS-Meteorologie angewandten tomographischen Verfahren nutzen integrale Werte, z. B. den Wasserdampfgehalt, die entlang verschiedener Strahlen gemessen werden. Aus verschiedenen Messungen wird versucht, die ursprüngliche dreidimensionale Verteilung der untersuchten Größe möglichst vollständig zu rekonstruieren. Die tomographische Rekonstruktion einer solchen Verteilung erfordert eine große Zahl von Projektionen aus einem möglichst großen Winkelbereich. Die einzelnen Projektionen sollten sich aus einer möglichst großen Zahl von Einzelmessungen zusammensetzen, die auf den Wegen zwischen verschiedenen Sendern und Empfängern Informationen über die Verteilung sammeln. Die Qualität der Rekonstruktion hängt davon ab, wie viele Messungen für ein bestimmtes Volumenelement der Verteilung vorliegen und wie homogen sie verteilt sind.

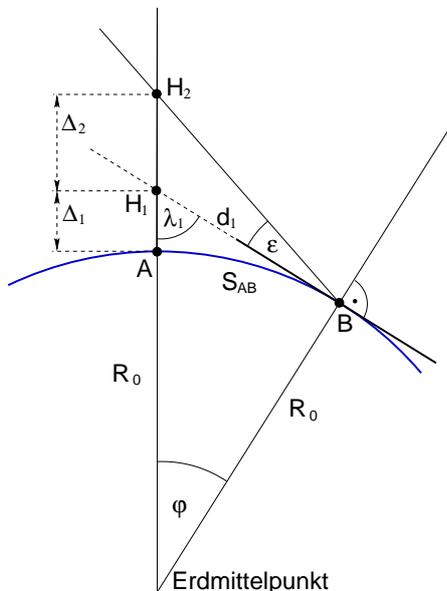
In der GPS-Tomographie können diese Anforderungen nur teilweise erfüllt werden. Durch die fest vorgegebenen Positionen der GPS-Bodenstationen und die unveränderlichen Satellitenbahnen ergeben sich äußerst inhomogene Anordnungen der Strahlverläufe zwischen den Bodenstationen und den jeweils sichtbaren Satelliten. Diese Inhomogenität führt zu räumlich und zeitlich stark schwankenden Ergebnissen. Es ist daher notwendig, vor der tomographischen Rekonstruktion eine Bewertung der GPS-Eingangsdaten vorzunehmen. Hierzu werden für jede

Gitterzelle die Kreuzungspunkte und -winkel zwischen den verschiedenen Strahlen berechnet. Darüber hinaus ist die minimale Höhe, ab der Strahl-Kreuzungspunkte erwartet werden können, von Bedeutung, ebenso der insgesamt durch Messungen zugängliche Raumwinkel.

2.1 Strahl-Kreuzungspunkte

Zunächst wird die Höhe berechnet, in der ein Strahl von einer Station B die vertikale Achse durch eine Station A schneidet. Dies geschieht in sphärischen Koordinaten. Die Abweichung der Erde von einer Kugelgestalt kann bei den relevanten Entfernungen von bis zu einigen hundert Kilometern vernachlässigt werden. Darüber hinaus wird auch die Strahlkrümmung vernachlässigt, was speziell bei geringen Elevationen unterhalb von etwa 10° nicht mehr gerechtfertigt ist.

Für eine Bodenstation A, von der ein vertikaler Strahl zu einem über der Station stehenden Satelliten ausgeht, und eine Station B, von der ein zweiter Strahl mit einer Elevation ε ausgeht, ergibt sich die in Abb. 1 dargestellte Situation. Die Höhe $\Delta = \Delta_1 + \Delta_2$, in der sich die beiden Strahlen kreuzen, hängt sowohl vom Abstand der Stationen S_{AB} als auch von der Elevation ε des Strahls ab. Δ_1 ist durch die Erdkrümmung gegeben und legt die minimale Höhe des Kreuzungspunktes fest. Δ_2 ist nur durch die Elevation ε des Strahls bestimmt.



- R_0 mittlerer Erdradius
 $R_0 = 6371,23 \text{ km}$
 S_{AB} Abstand der Stationen A und B auf der Erdoberfläche, $\varphi = \frac{S_{AB}}{R_0}$
 Δ_1 Höhe aufgrund der Erdkrümmung
 Δ_2 Höhe aufgrund der Strahl-Elevation ε
 ε Elevation des Strahls im lokalen Horizontsystem

Abbildung 1: Definition der Längen und Winkel zur Berechnung der Höhen Δ_1 und Δ_2 , in denen sich die Strahlen kreuzen.

Höhe Δ_1

Die Höhe Δ_1 ergibt sich aus dem rechtwinkligen Dreieck Erdmittelpunkt–B–H₁:

$$\tan \varphi = \frac{d_1}{R_0} \quad \text{und} \quad \rightarrow \quad d_1 = R_0 \tan \left(\frac{S_{AB}}{R_0} \right), \quad \varphi = \frac{S_{AB}}{R_0} \quad (1)$$

$$\lambda_1 = 90^\circ - \varphi \quad (2)$$

$$\Delta_1 = -R_0 + \sqrt{R_0^2 + R_0^2 \cdot \tan^2 \varphi} = -R_0 + \sqrt{R_0^2 + d_1^2} \quad (3)$$

Die Höhe Δ_1 als Funktion des Stations-Abstandes auf der Erdoberfläche hat damit die Form

$$\Delta_1 = R_0 \cdot \left(\sqrt{1 + \tan^2 \left(\frac{S_{AB}}{R_0} \right)} - 1 \right) \quad (4)$$

Höhe Δ_2

Die Höhe Δ_2 kann aus dem Dreieck B-H₂-H₁ bestimmt werden (Abb. 2):

$$\Delta_2 = \frac{d_1 \csc(90^\circ + \varphi)}{\cot(90^\circ + \varphi) + \cot \varepsilon} \quad (5)$$

$$d_2 = \frac{d_1 \csc \varepsilon}{\cot(90^\circ + \varphi) + \cot \varepsilon} \quad (6)$$

$$\lambda_2 = 90^\circ - \varphi - \varepsilon \quad (7)$$

Der nur von der Strahlelevation abhängige Beitrag Δ_2 kann ebenfalls als Funktion des Stationsabstandes S_{AB} auf der Erdoberfläche ausgedrückt werden:

$$\Delta_2 = R_0 \tan \left(\frac{S_{AB}}{R_0} \right) \cdot \frac{\csc \left(\frac{\pi}{2} + \frac{S_{AB}}{R_0} \right)}{\cot \left(\frac{\pi}{2} + \frac{S_{AB}}{R_0} \right) + \cot \varepsilon} \quad (8)$$

$$= R_0 \tan \left(\frac{S_{AB}}{R_0} \right) \cdot \left(\sin \left(\frac{\pi}{2} + \frac{S_{AB}}{R_0} \right) \cdot \left(\tan^{-1} \left(\frac{\pi}{2} + \frac{S_{AB}}{R_0} \right) + \tan^{-1} \varepsilon \right) \right)^{-1} \quad (9)$$

Ein Vergleich der beiden Größen Δ_1 und Δ_2 zeigt, daß Δ_2 die weitaus größeren Beiträge liefert (Abb. 3).

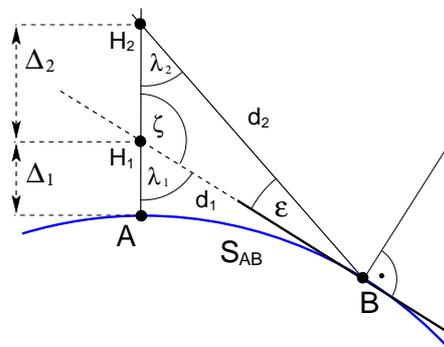


Abbildung 2: Längen und Winkel zur Berechnung der Höhe Δ_2 , die durch die Elevation ε bestimmt wird.

2.2 Minimale Höhe eines Kreuzungspunktes

Die Höhen Δ_1 und Δ_2 wurden für eine vertikale Achse durch die Station A bestimmt. Da sich aber auch flach verlaufende Strahlen von verschiedenen Stationen kreuzen können, liegt die minimale Höhe für einen Kreuzungspunkt unterhalb dieser Werte. Sie ergibt sich, wenn sich die Strahlen zweier benachbarter Stationen auf halbem Wege kreuzen, d. h. bei $S_{AB}/2$. In Δ_1 bzw. Δ_2 ist für diesen Fall S_{AB} durch $S_{AB}/2$ zu ersetzen (Abb. 3). Da Δ_2 bereits bei

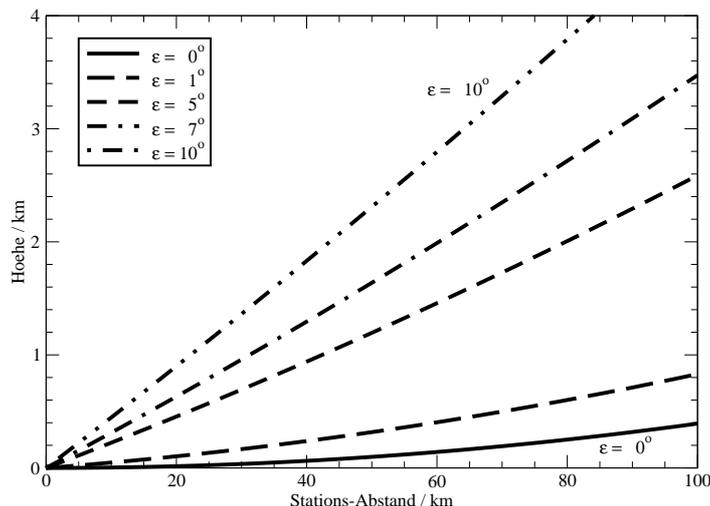


Abbildung 3: Die minimale Höhe der Strahl-Kreuzungspunkte als Funktion des Abstandes und des Elevationswinkels ε , für Elevationen $\varepsilon = 0^\circ, 1^\circ, 5^\circ, 7^\circ$ und 10° . Eine größere Zahl von Kreuzungspunkten ist jedoch erst bei einem Vielfachen dieses Wertes zu erwarten.

sehr kleinen Elevationen dominiert, liegt die minimale Höhe, in der sich noch Strahlen kreuzen können, etwa bei $\Delta_2/2$. Für Elevationen $\geq 7^\circ$, die von den meisten GPS-Stationen empfangen werden können, und einen Abstand von 25 km zwischen benachbarten GPS-Bodenstationen sind Strahl-Kreuzungspunkte damit ab einer Höhe von ca. 1 km zu erwarten.

2.3 Maximaler Abstand zweier Stationen

Mit Hilfe von Δ_1 (Gl. 3) läßt sich abschätzen, wie weit zwei Stationen maximal voneinander entfernt sein können, wenn sich ihre Strahlen unterhalb einer Höhe H_{\max} kreuzen sollen. Mit $\Delta_1 = H_{\max}$ ergibt sich:

$$S_{\max} = 2R_0 \cdot \arctan \left(\frac{1}{R_0} \sqrt{(H_{\max} + R_0)^2 - R_0^2} \right)$$

Für Höhen $H_{\max} = 1 \text{ km}, 2 \text{ km}, 5 \text{ km}$ und 10 km folgen daraus Abstände S_{\max} von 225 km, 319 km, 505 km und 713 km.

2.4 Beobachtbarer Winkelbereich

Für die tomographische Rekonstruktion ist der Winkelbereich, aus dem das relevante Gebiet beobachtet werden kann, von großer Bedeutung. Idealerweise sollten aus allen Raumrichtungen Beobachtungen durchgeführt werden, wobei man sich auf einen Halbraum beschränken kann, da die Projektion entlang einer Achse unabhängig von der Blickrichtung ist.

Der Blickwinkel auf ein begrenztes Gebiet in der Atmosphäre kann bezüglich der vertikalen Achse, die durch den Erdmittelpunkt und das Gebiet verläuft, festgelegt werden. Dies ist der Winkel λ_2 in Abb. 2 und Abb. 4 bzw. Gl. 7. Für Objekte in einer Höhe $h > 0$ ist $\lambda_2 < 90^\circ$. Ein Objekt über der Position A sieht eine Station am Ort B unter dem Winkel

$$\lambda_2 = \frac{\pi}{2} - \frac{S_{AB}}{R_0} - \varepsilon \tag{10}$$

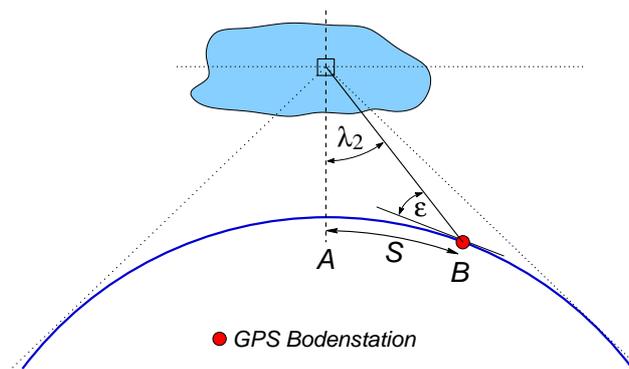


Abbildung 4: Bodengestützte Messungen können ein Gebiet in der Atmosphäre nur aus einem Winkelbereich zwischen 0° und λ_2 beobachten.

Für geringe Höhen (im Vergleich zu R_0) liefert der Term S_{AB}/R_0 Werte bis zu einigen Grad, z. B. $2,7^\circ$ für eine Höhe von 10 km und einen Abstand S_{AB} von ca. 300 km.

Objekte in der Troposphäre können damit prinzipiell aus allen Winkeln $0^\circ \leq \lambda_2 \leq \frac{\pi}{2} - \frac{S_{AB}}{R_0}$ untersucht werden. Unzugänglich ist lediglich ein kleiner Bereich von etwa $\frac{\pi}{2} - \lambda_2 = 5^\circ \dots 15^\circ$ (vergl. Abb. 4), der wesentlich von ε abhängt. Da das Problem rotationssymmetrisch bezüglich der vertikalen Achse ist, kann fast der gesamte Halbraum durchlaufen werden:

$$\Omega_{2\pi} = 2\pi(1 - \cos \lambda_2) \tag{11}$$

Damit ist folgender Anteil des Gesamtraums (4π) beobachtbar:

$$1 - \cos \lambda_2 \tag{12}$$

Für unzugängliche Winkel zwischen $\frac{\pi}{2} - \lambda_2 = 2^\circ$ und 10° ergeben sich z. B. folgende zugängliche Teile des Raumwinkels in Prozent:

λ_2	88°	87°	86°	84°	82°	80°
beobachtbar	96,5 %	94,8 %	93,0 %	89,5 %	86,1 %	82,6 %

Aus geometrischer Sicht gibt es damit weder für die horizontale noch für die vertikale Auflösung wesentliche Einschränkungen. Prinzipiell lassen sich für jeden Punkt in der Troposphäre Strahlen konstruieren, die eine originalgetreue Rekonstruktion gewährleisten. Das Problem besteht jedoch darin, daß die Dichte von Sendern (Satelliten) und Empfängern (GPS-Bodenstationen) nicht ausreicht, um dieses Potential voll auszuschöpfen.

3 Simulation von GPS-Netzwerken

GPS-Wasserdampf-Daten werden speziell von hochaufgelösten mesoskaligen Wettermodellen benötigt. Durch die Assimilation von 3D Wasserdampffeldern wird eine deutliche Verbesserung der Vorhersagen, besonders der Niederschlagsvorhersage, erwartet. Es ist daher einerseits erforderlich, die Anforderungen der Wettermodelle bezüglich der Qualität von Wasserdampffeldern zu untersuchen, und andererseits zu ermitteln, wie ein GPS-Netzwerk aussehen muß, um die entsprechenden Daten bereitzustellen.

Diese Arbeit konzentriert sich auf den letztgenannten Punkt und versucht allgemeine Zu-

Gitterweite [km]	30			15				7,5		
Stationsabstand [km]	100	50	25	100	50	25	15	100	50	25

Stationsabstand [km]	100	50	25	15
Anzahl Stationen	400	1600	4600	17689

Tabelle 1: Parameter der verschiedenen Simulationen. Die horizontale Gitterweite wurde variiert, die vertikale betrug in allen Fällen 500 m. Auf einem 2000×2000 km Gitter entspricht einem Stationsabstand von 100 km eine Gesamtzahl von 400 Stationen usw.

sammenhänge zwischen der Dichte der GPS-Stationen und der maximal erreichbaren Auflösung der Wasserdampffelder zu finden. Dazu werden zunächst idealisierte Netzwerke mit einer großen Ausdehnung simuliert, so daß Randeffekte weitgehend vernachlässigbar sind. Eine sukzessive Erhöhung der Stationsdichte in dem betrachteten Gebiet ermöglicht es, den Einfluß verschiedener Parameter wie z. B. der Stationsdichte, der Satellitenzahl oder der Tageszeit zu untersuchen.

Die tomographische Rekonstruktion erfolgt auf einem vorgegebenen dreidimensionalen Gitter. Das tomographische Verfahren bildet die auf verschiedenen Wegen gesammelten integralen Werte auf die einzelnen Gitterzellen ab und erzeugt so eine räumliche Verteilung der gemessenen Größe. Die Auflösung der rekonstruierten Felder hängt somit nicht nur von den GPS-Daten, sondern auch von der gewählten Gitterweite ab. Es ist daher zu untersuchen, welche Gitterweiten für eine gegebene Konstellation optimale Ergebnisse liefern.

Diese Verfahren lokalisieren die Information, die in den über den Strahlweg integrierten Daten enthalten ist, weitgehend an den Strahl-Kreuzungspunkten. Der Informationsgehalt eines bestimmten GPS-Datensatzes kann daher anhand der Verteilung dieser Kreuzungspunkte abgeschätzt werden. Der folgende Abschnitt konzentriert sich daher weitgehend auf die Untersuchung der rein geometrisch bestimmten Kreuzungspunkte.

Den Simulationen liegen reale GPS-Satellitenpositionen für verschiedene Tageszeiten zugrunde. Die Bodenstationen sind auf einem quadratischen Gitter mit vorgegebener Gitterweite auf einer Fläche von 2000×2000 km angeordnet, ohne geographische Gegebenheiten zu berücksichtigen. Außerdem befinden sich alle Stationen auf der Höhe 0,0 m des WGS84 Ellipsoids. Für jede Konstellation wurden zunächst alle Verbindungslinien zwischen den Bodenstationen und den jeweils sichtbaren GPS-Satelliten bestimmt und schließlich deren Kreuzungspunkte berechnet.

Die Simulationen wurden für verschiedene Gitterweiten und unterschiedlich dicht liegende Bodenstationen gerechnet (Tab. 1). Jede dieser Rechnungen wurde für 12 verschiedene Tageszeiten wiederholt, um den Einfluß der veränderlichen Satellitenkonstellation abzuschätzen. Einige Rechnungen wurden nochmals mit der doppelten Zahl von Satelliten durchgeführt, um den Einfluß der in den nächsten Jahren neu hinzukommenden Galileo-Satelliten zu untersuchen.

3.1 Anzahl der Strahl-Kreuzungspunkte

Die Anzahl der Strahl-Kreuzungspunkte hängt einerseits von der Zahl und Anordnung der GPS-Satelliten und GPS-Bodenstationen ab, andererseits von der in der Rekonstruktion verwendeten "Gitterweite", d. h. von dem Abstand, den zwei Strahlen unterschreiten müssen, um als Kreuzungspunkt gezählt zu werden. Hier werden zunächst alle geometrisch möglichen

Kreuzungspunkte betrachtet, unabhängig von der Strahl-Elevation und der Topographie. Die Zahl der Kreuzungspunkte schwankt wegen der sich ändernden Satellitenkonstellation innerhalb von 12 Stunden etwa um einen Faktor 4 bis 6 (Abb. 5, a). Einen deutlich größeren Einfluß hat jedoch die Dichte der Bodenstationen und die Zahl der sichtbaren Satelliten. Die Anzahl der Kreuzungspunkte wächst quadratisch mit der Zahl der Strahlen (Abb. 5, b), also proportional zu $N_{\text{ray}}^2 = (N_{\text{Sat}} \cdot N_{\text{Stat}})^2$. Die doppelte Zahl von Bodenstationen (oder Satelliten) liefert damit viermal mehr Kreuzungspunkte und führt zu einer entsprechend größeren Informationsdichte.

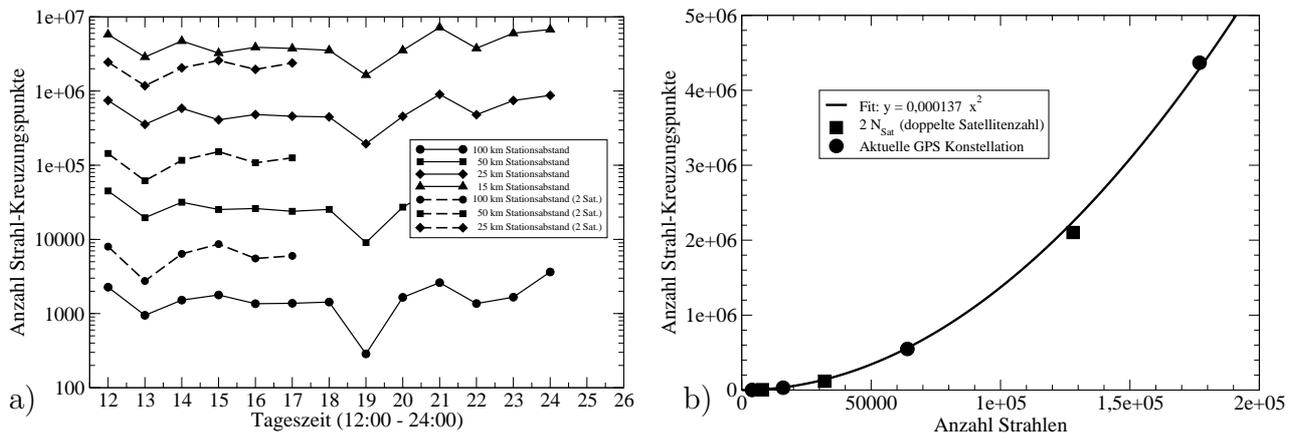


Abbildung 5: a) Anzahl aller geometrisch möglichen Strahl-Kreuzungspunkte im Tagesverlauf, für reale GPS-Satellitenkonstellationen (—) und die doppelte Zahl von Satelliten (- - -), wie sie etwa Galileo bereitstellen wird. Die Rechnungen wurden mit einer horizontalen Gitterweite von 15 km für Stationsabstände zwischen 15 km und 100 km durchgeführt. b) Zahl der Kreuzungspunkte als Funktion der verfügbaren Strahlen ($N_{\text{ray}} = N_{\text{Sat}} \cdot N_{\text{Stat}}$). Änderungen in der Zahl der Bodenstationen (●) oder der Zahl der Satelliten (■) haben prinzipiell denselben Effekt.

Diese Rechnung wurde für horizontale Gitterweiten von 7,5 km, 15 km und 30 km wiederholt, wobei die vertikale Gitterweite in allen Fällen 500 m betrug. Dabei zeigt sich, daß eine Änderung der horizontalen Abstände nur einen geringen Einfluß auf die Zahl der Strahl-Kreuzungspunkte hat, so lange sie deutlich größer als der vertikale Abstand sind. Insgesamt bestimmt die vertikale Gitterweite wesentlich die für eine tomographische Rekonstruktion verwendbaren Strahl-Paare. Die ganz überwiegende Mehrzahl der verwendbaren Strahlen hat einen horizontalen Abstand von weniger als 700 m, Abstände oberhalb von 4 km kommen kaum vor.

3.2 Anteil leerer Gitterzellen

Der Anteil der "leeren" Gitterzellen, in denen sich keine Strahlen kreuzen und für die damit auch kaum Informationen vorliegen, ist ein weiteres Kriterium für die Datenqualität. Welcher Anteil "leerer" Zellen noch tolerierbar ist, hängt vom verwendeten Hintergrundmodell, dem Grad der Glättung während der Rekonstruktion und dem angewandten Tomographie-Algorithmus ab. Das Rekonstruktionsergebnis hängt darüber hinaus wesentlich von der räumlichen Verteilung der Kreuzungspunkte ab.

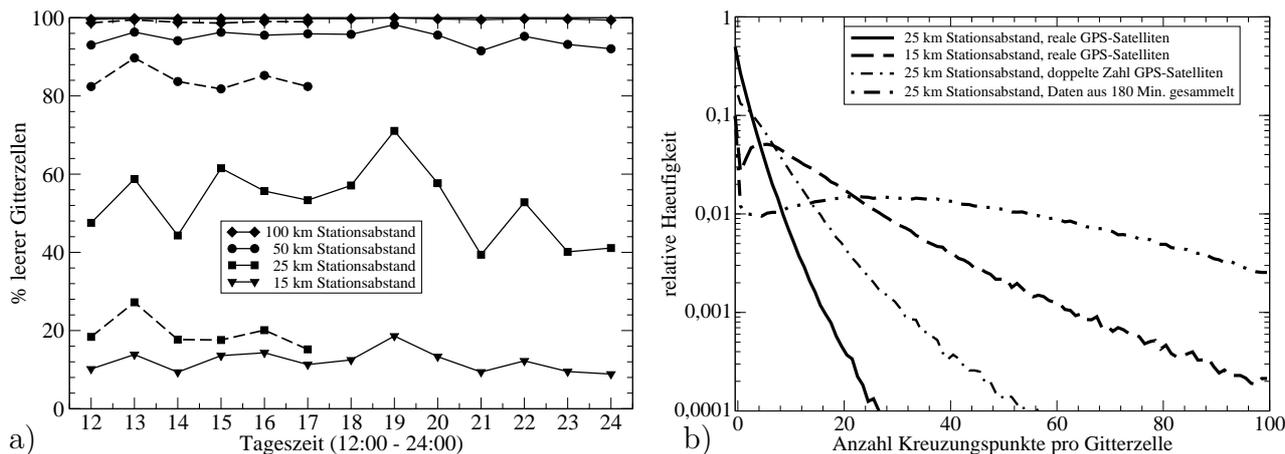


Abbildung 6: a) Anteil der leeren Gitterzellen im Tagesverlauf für eine Gitterweite von 15 km. Dargestellt ist der Prozentsatz der Gitterzellen ohne Kreuzungspunkte für verschiedene Stationsabstände (100 km, 50 km, 25 km und 15 km), jeweils für eine reale Satelliten-Konstellation (—) und die doppelte Zahl von Satelliten (- - -). b) Anzahl der Strahl-Kreuzungspunkte pro Gitterzelle für eine vorgegebene Zahl von Bodenstationen mit einem Abstand von 25 km. Die verschiedenen Kurven ergeben sich für eine reale Satellitenkonstellation, für eine Konstellation mit doppelt so vielen Satelliten und eine Messung über 180 Minuten, in der 7 Datensätze gesammelt wurden. Zum Vergleich ist eine Verteilung für einen Stationsabstand von 15 km mit angegeben. Die Flächen unter den Kurven sind jeweils auf 1 normiert.

Abbildung 6, a) zeigt, daß in einem Gitter, dessen horizontale Abstände mit den Stationsabständen vergleichbar sind, etwa 10% aller Zellen leer bleiben. Liegen die Stationen weiter auseinander als die Gitterpunkte, so wächst dieser Anteil schnell über 50%. Eine Verdoppelung der verfügbaren Satelliten reduziert die "leeren" Zellen auf weniger als die Hälfte.

3.3 Anzahl der Kreuzungspunkte pro Gitterzelle

Die Anzahl der Strahl-Kreuzungspunkte pro Gitterzelle ist ein weiteres wesentliches Kriterium. Für eine gute tomographische Rekonstruktion sollten in jeder Zelle möglichst viele Kreuzungspunkte vorliegen. Außerdem sollte die Verteilung einigermaßen homogen sein, so daß weder leere Zellen noch starke Häufungspunkte auftreten.

Die Verteilung der Strahl-Kreuzungspunkte pro Gitterzelle hängt wesentlich von der Dichte der Bodenstationen ab. Für eine zu geringe Dichte dominieren die leeren Zellen und es gibt praktisch keine Zellen mit einer größeren Zahl von Kreuzungspunkten. Unter solchen Bedingungen ist eine tomographische Rekonstruktion bestenfalls mit einem sehr guten Hintergrundmodell möglich. Mit zunehmender Stationsdichte wandert das Maximum der Verteilung zu immer größeren Werten und die Verteilung wird breiter (Abb. 6, b), durchgezogene und gestrichelte Kurven). Einen wesentlich größeren Effekt hat eine Erhöhung der Satellitenzahl oder die Datensammlung über einen längeren Zeitraum (Abb. 6, b), punktierte Kurven).

Um die Verteilung alleine durch zusätzliche Bodenstationen zu verbessern, ist ein erheblicher Aufwand nötig. Die in Abb. 6, b) gezeigte Verbesserung durch die Verringerung des Stationsabstandes von 25 km auf 15 km erfordert nahezu die dreifache Zahl von Bodenstationen.

3.4 Höhenverteilung der Kreuzungspunkte und deren Abhängigkeit von der Elevation

Die Höhenverteilung der Kreuzungspunkte hängt stark von der Tageszeit und vom Elevationswinkel ab. Betrachtet man alle geometrisch möglichen Kreuzungspunkte, so erhält man eine sehr günstige Verteilung mit einem Maximum bei geringen Höhen und einer mit der Höhe leicht abfallenden Häufigkeit (Abb. 7). In dem betrachteten Bereich bis 12 km Höhe werden die meisten Kreuzungspunkte jedoch von eher flach verlaufenden Strahlen gebildet. Diese können nur schwer gemessen werden, da hier verschiedene Schwierigkeiten auftreten, die bei Strahlen mit größerer Elevation vernachlässigt werden können, z. B. Mehrwegeeffekte, Strahlbeugung, usw. Strahlen mit einer Elevation größer als 10° liefern nur wenige Kreuzungspunkte und auch das erst ab einer Höhe von einigen Kilometern. Bei einer minimalen Elevation von 5° können bereits deutlich geringere Höhen erfaßt werden, die Zahl der Kreuzungspunkte ist aber immer noch vergleichsweise gering. Ein deutlicher Anstieg der verfügbaren Daten ist erst unterhalb von 5° zu erwarten.

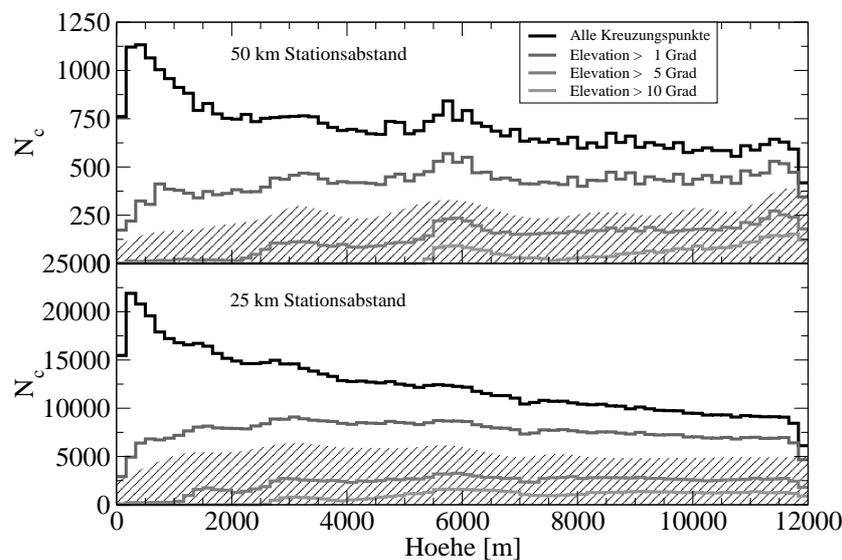


Abbildung 7: Höhenverteilung der Strahl-Kreuzungspunkte für ein 15 km Gitter und einen Stationsabstand von 50 km (oben), bzw. 25 km (unten). N_c ist die Zahl der Kreuzungspunkte in einem 167 m Höhenintervall. Innerhalb des schraffierten Bereichs sind Messungen möglich, wenn Elevationen bis hinab zu ca. 2° erfaßt werden [Pany, 2002].

Eine Rechnung mit 25 km Stationsabstand, bzw. 6400 GPS-Bodenstationen im betrachteten 2000×2000 km Gebiet, ergibt folgende Werte:

Etwa 35% der Kreuzungspunkte werden mit Elevationen $\leq 1^\circ$ gebildet, 63% mit Elevationen $\leq 5^\circ$ und 86% mit Elevationen $\leq 10^\circ$. Für eine Rekonstruktion stünden damit nur 65%, 27% oder 14% der insgesamt möglichen Kreuzungspunkte zur Verfügung.

Bis zu einer Höhe von 1000 m werden nahezu alle Kreuzungspunkte von Strahlen mit einer Elevation $\leq 5^\circ$ gebildet, so daß praktisch keine Informationen über den bodennahen Bereich vorliegen. Ein unterer Grenzwinkel von 7° bis 10° , mit dem die meisten heutigen Empfänger arbeiten, ermöglicht eine Rekonstruktion erst für Höhen oberhalb von 2000 – 3000 m.

3.5 Verteilung der Strahl-Kreuzungswinkel

Die Winkel, unter denen sich jeweils zwei Strahlen kreuzen, zeigen eine relativ einheitliche Verteilung mit Maxima zwischen 45° und 135° (Abb. 8). Kreuzungspunkte zwischen nahezu parallel bzw. antiparallel verlaufenden Strahlen (0° bzw. 180°) sind sehr selten. Zwischen der Strahl-Elevation und den Kreuzungswinkeln besteht keine Korrelation, die Winkelverteilungen für verschiedene Elevationswinkel sind ähnlich. Dies ist weitgehend unabhängig von der Zahl der Stationen und Satelliten oder der Gitterweite. Für eine größere Zahl von Satelliten ist die Verteilung jedoch wesentlich glatter, da ein größerer Winkelbereich abgedeckt wird.

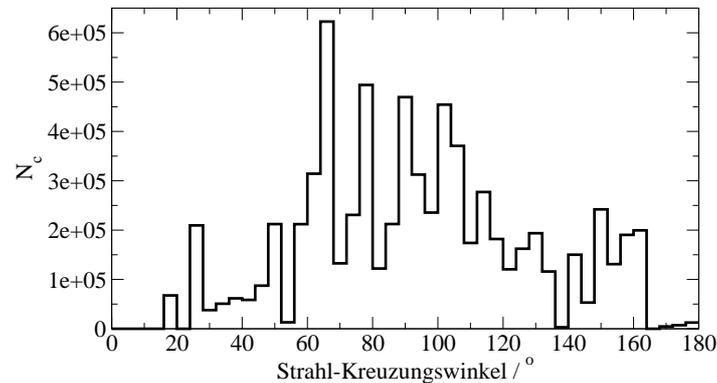


Abbildung 8: Verteilung der Winkel, unter denen sich die verschiedenen Strahlen kreuzen. N_c ist die Zahl der Kreuzungspunkte in einem 4° -Intervall. Die Winkelverteilung ist weitgehend unabhängig von der Gitterweite und der Stationsdichte, schwankt jedoch deutlich im Tagesverlauf.

4 Verbesserungsvorschläge

Die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Simulationen zeigen, daß die Ausgangssituation für eine zuverlässige, hoch aufgelöste tomographische Rekonstruktion von Wasserdampf-feldern innerhalb der Troposphäre auf wenigstens vier Wegen wesentlich verbessert werden kann:

- Beobachtung einer möglichst großen Zahl von Satelliten, d. h. Einbeziehung des russischen Global Navigational Satellite Systems (GLONASS) und später der europäischen Galileo-Satelliten.
- Verwendung von Meßdaten aus einem Zeitraum von mehreren Stunden für eine Rekonstruktion.
- Detektion von Satelliten mit sehr geringen Elevationen.
- Installation von mehr und vor allem dichter liegenden GPS-Bodenstationen.

Eine größere Zahl von beobachtbaren Satelliten hat den weitaus größten Effekt, da eine geringe Zahl von Satelliten den zugänglichen Winkelbereich stark einschränkt. Aus der Sicht der Tomographie führt die Sammlung von Meßdaten über einen größeren Zeitbereich zu einem ähnlich positiven Ergebnis, da ein GPS-Satellit innerhalb kurzer Zeit einen großen Winkelbereich überstreicht. Die Verwendung von Satelliten, die sehr dicht über dem Horizont stehen,

vervielfacht die verfügbaren Daten und ist nahezu zwingend, um Daten in geringen Höhen unterhalb von ca. 2 km zu sammeln. Die Zahl der Bodenstationen müßte im Vergleich zur aktuellen Situation deutlich erhöht werden, um alleine mit dieser Maßnahme eine deutliche Verbesserung zu erreichen. Im Zusammenhang mit anderen Maßnahmen kann aber vermutlich bereits ein gezielter Ausbau des vorhandenen Netzes zu brauchbaren Resultaten führen.

4.1 Detektion zusätzlicher Satelliten

Jeder Satellit definiert aus der Sicht einer bestimmten Bodenstation einen Raumwinkel, der Messungen zugänglich ist. Mit einer zunehmenden Zahl von Satelliten wächst auch der Raumwinkel und damit die Zahl der Projektionen, die für die Tomographie zur Verfügung stehen. Zu jedem Zeitpunkt stehen etwa 8 – 10 GPS-Satelliten über dem Horizont. Damit ist nur ein sehr eingeschränkter Bereich zugänglich. Kommen jedoch auch Daten von GLONASS und später Galileo Satelliten hinzu, so verdoppelt oder verdreifacht sich diese Zahl und der zugängliche Bereich nimmt etwa in derselben Größenordnung zu. Wegen des quadratischen Zusammenhangs zwischen der Anzahl der Strahlen und der daraus resultierenden Kreuzungspunkte führt dies zu einem erheblichen Informationsgewinn.

4.2 Messungen über einen größeren Zeitraum

Ein aus der Sicht der Tomographie ähnlicher Effekt läßt sich durch die Zusammenfassung von Messungen aus einem längeren Zeitraum, etwa 30 – 180 Minuten, erreichen. Wegen der hohen Winkelgeschwindigkeit der Satelliten erfassen aufeinanderfolgende Messungen unterschiedliche Bereiche der Atmosphäre. Eine Meßreihe über einen begrenzten Zeitraum liefert daher kaum Informationen über den zeitlichen Ablauf atmosphärischer Prozesse, sondern führt hauptsächlich zu einer besseren räumlichen Auflösung. Der DWD verwendet für seine Analysen Daten aus einem Zeitraum von 3 Stunden. Alle in dieser Zeit eingehenden GPS-Datensätze können für eine einzige tomographische Rekonstruktion verwendet und assimiliert werden. Wenn jede halbe Stunde ein vollständiger GPS-Datensatz bereitgestellt wird, liegen damit 7 Datensätze vor, die wegen des quadratischen Zusammenhangs zwischen der Zahl der Strahlen und der zu erwartenden Kreuzungspunkte eine Zunahme um einen Faktor 128 in der Zahl der Kreuzungspunkte bewirken.

4.3 Erfassung geringer Elevationen

Die Simulationen zeigen, daß im Bereich der Troposphäre der überwiegende Anteil der Daten von Satelliten stammt, die weniger als 10° über dem Horizont stehen. Für den bodennahen Bereich bis ca. 2 km Höhe sind dies praktisch alle verfügbaren Daten. Außerdem nimmt die Bedeutung tief stehender Satelliten mit abnehmender Stations-Dichte zu. Eine Verringerung des unteren Grenzwinkels von den üblichen $7^\circ - 10^\circ$ auf 5° oder weniger würde die Datenmenge und vor allem die Datenqualität wesentlich erhöhen. Mit Hilfe neuer Analysetechniken sollten bald SWV-Daten mit Elevationen bis hinab zu 2° mit einem akzeptablen Fehler verfügbar sein [Pany, 2002].

4.4 Installation zusätzlicher Bodenstationen

Eine größere Zahl von GPS-Bodenstationen führt zu unterschiedlichen Effekten. Eine Ausdehnung der Netzwerke auf eine größere Fläche reduziert die bei einer tomographischen Rekon-

struktion auftretenden Randeffekte für ein gegebenes Gebiet, hat jedoch kaum Einfluß auf die vertikale Auflösung. Hierzu, und insbesondere zur Erfassung des bodennahen Bereichs, ist eine höhere Dichte der Stationen notwendig.

Eine deutliche Verbesserung der Datenqualität könnte durch eine vergleichsweise geringe Zahl zusätzlicher Stationen erreicht werden, wenn diese günstig positioniert werden. Da das bestehende Stationsnetz in Deutschland sehr inhomogen verteilt ist, könnten neue Stationen relativ hierzu und relativ zu Häufungspunkten von Satellitenauf- und Untergängen so positioniert werden, daß sich möglichst viele Strahl-Kreuzungspunkte ergeben. Außerdem sollten die Standorte so gewählt werden, daß tief stehende Satelliten erfaßt werden können. Das in Abschnitt 3 beschriebene Berechnungsverfahren kann zur optimalen Positionierung neuer Stationen genutzt werden.

Die verfügbare Datenmenge schwankt wegen der veränderlichen Satellitenkonstellation in 12 Stunden etwa um einen Faktor 4 bis 6. Die Qualität einer Rekonstruktion kann so auch durch die Auswahl eines günstigen Zeitpunktes bzw. Zeitraums deutlich verbessert werden.

5 Tomographische Rekonstruktion

Die Ergebnisse aus den vorangegangenen Abschnitten basieren auf rein geometrischen Überlegungen und ermöglichen eine Abschätzung der aus einem bestimmten GPS-Datensatz rekonstruierbaren horizontalen und vertikalen Auflösung. Die tomographische Rekonstruktion erfordert dagegen die Lösung eines inversen schlecht konditionierten Problems mit unvollständigen Daten und reagiert damit nicht nur sehr empfindlich auf kleine Änderungen in den Eingangsdaten, sondern erfordert auch die Anpassung verschiedener Parameter des Rekonstruktionsverfahrens. Darüber hinaus kann das Ergebnis wesentlich durch die Nutzung von Zusatzinformationen beeinflusst werden, indem z. B. eine Vorbesetzung des zu rekonstruierenden Feldes mit einer mehr oder weniger gut passenden Anfangsverteilung erfolgt.

Zum Test des hier verwendeten Rekonstruktionsverfahrens MART (Multiplicative Algebraic Reconstruction Technique) [Subbarao et al., 1997] wurden verschiedene Beispiele ohne Vorbesetzung des Startfeldes betrachtet. Die dabei verwendeten Felder wurden zunächst mit Hilfe verschiedener Funktionen analytisch berechnet, um unterschiedliche typische Situationen zu simulieren und einen einfachen Vergleich mit dem rekonstruierten Feld zu ermöglichen. Die Abbildung 9 zeigt die Rekonstruktion einer gaußförmigen Verteilung über einem Netzwerk von 65×65 Stationen, für das 42730 Strahlen zu den jeweils sichtbaren Satelliten berechnet wurden. Dabei wurde ein Gitter mit einer horizontalen Ausdehnung von 20×20 Zellen und 10 Höhenstufen verwendet.

Das rekonstruierte Feld (Abb. 9, Mitte) zeigt praktisch keine Abweichungen in der horizontalen Ausdehnung, jedoch eine deutliche vertikale Verformung. Diese wird hauptsächlich durch die fehlenden Daten in der bodennahen Schicht und -in geringerem Maße- durch Randeffekte am oberen Gitterrand verursacht. Das Differenzfeld (Abb. 9, unten) zeigt, daß der MART-Algorithmus einen Teil des Wasserdampfes in die schlecht aufgelösten Bereiche speziell in Bodennähe verlagert, wodurch Fehler bis zu 25 % auftreten. Eine vernünftige Vorbesetzung des 3D Feldes verringert diese Tendenz. Die Einbeziehung von 2D Bodendaten führt zu einer weiteren erheblichen Verbesserung der Resultate [Troller et al., 2005].

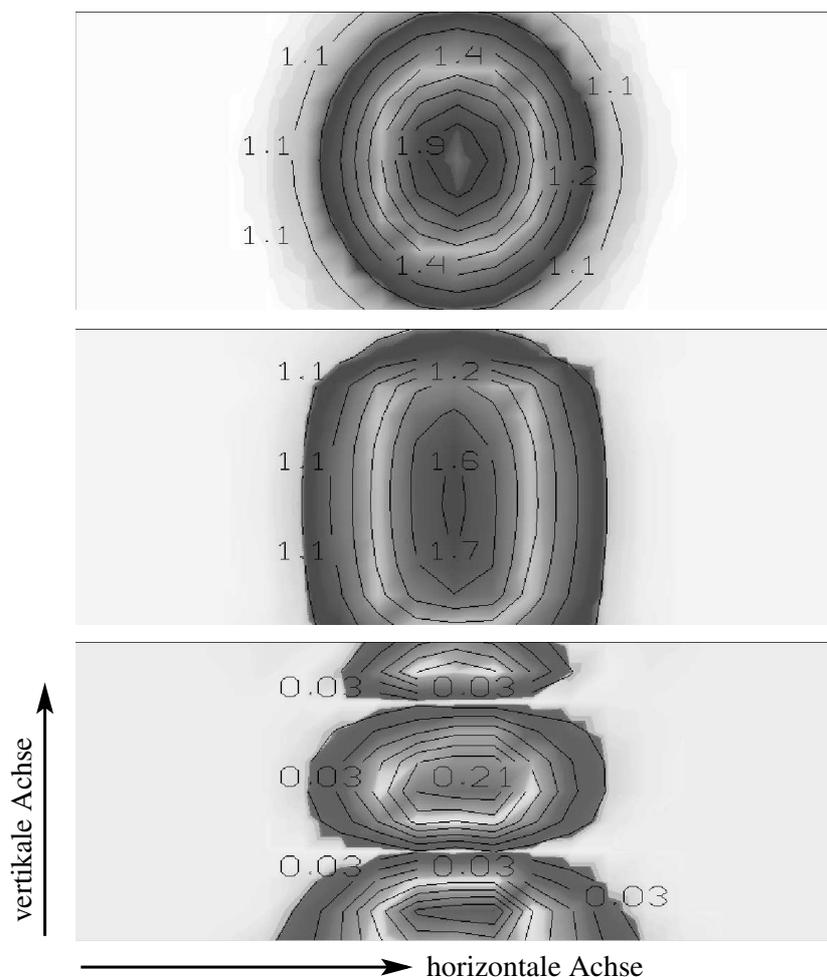


Abbildung 9: Tomographische Rekonstruktion einer gaußförmigen Verteilung auf einem Gitter mit $20 \times 20 \times 10$ Zellen. Das rekonstruierte Feld (Mitte) weicht in der vertikalen Ausdehnung vom ursprünglichen (oben) um bis zu 25 % ab. Die Differenz (unten) ist in der bodennahen Schicht am größten. Gezeigt ist jeweils ein vertikaler Schnitt durch das Zentrum der 3D Verteilung.

6 Schlußfolgerungen

Die dargestellten geometrischen Überlegungen zeigen, daß die GPS-Tomographie keinen prinzipiellen Einschränkungen unterliegt und somit auch für die Untersuchung der Troposphäre gut geeignet ist. Durch den stetigen Ausbau der GPS-Netzwerke und den Start des europäischen Galileo-Programms ist in den nächsten Jahren eine erhebliche Zunahme der verfügbaren GPS-Daten zu erwarten. Diese Aktivitäten sollen durch den Aufbau spezieller meteorologischer Netzwerke ergänzt werden.

Simulationen zeigen, daß die horizontale Auflösung der rekonstruierten Wasserdampffelder maximal die Stationsdichte erreichen kann, während eine gute vertikale Auflösung ein sehr dichtes Stationsnetz mit mittleren Abständen unter 15 km erfordert. Der selbst dann noch geringe Informationsgehalt in der atmosphärischen Grenzschicht unterhalb von 2 km kann durch die Einbeziehung weiterer Meßdaten, z. B. der Luftfeuchtigkeit in Bodennähe, erheblich verbessert werden. Eine realistische Rekonstruktion der atmosphärischen Grenzschicht ist von besonderer Bedeutung, da hier mehr als 50 % des Wasserdampfes konzentriert sind. Hierzu tragen auch

technische Verbesserungen der Empfängertechnik und Fortschritte in den Analysemethoden bei, die es ermöglichen, auch tief über dem Horizont stehende Satelliten einzubeziehen und zu deutlich mehr Informationen in geringen Höhen führen. Die Einbeziehung von zusätzlichen Daten aus LEO Okkultationen führt zu keiner wesentlichen Verbesserung, da -im Vergleich zur Zahl der Bodendaten- nur wenige Okkultationen stattfinden und diese auch nur selten in die Grenzschicht reichen. Eine tomographische Rekonstruktion mesoskaliger Gebiete ist alleine aus LEO Daten in absehbarer Zeit nicht möglich.

Im Hinblick auf die Assimilation von Wasserdampfdaten in Wettermodelle können Daten über den gesamten Analysezeitraum von bis zu 3 Stunden gesammelt und für eine einzige Rekonstruktion verwendet werden. Dies ermöglicht -auf Kosten der zeitlichen Auflösung- eine wesentlich höhere räumliche Auflösung. Die tomographische Rekonstruktion kann im Vergleich zu dem vorgestellten Modellfall wesentlich verbessert werden, indem eine realistische Vorbesetzung des Feldes mit Daten, z. B. aus dem Lokalmmodell des DWD, erfolgt.

Danksagung

Diese Arbeit wird von der DFG im Rahmen des Projektes RA 1269/12-1 gefördert. Darüber hinaus bedanken wir uns bei J. Wickert, GFZ Potsdam und S. Schlüter, DLR Neustrelitz für die Bereitstellung von GPS-Daten und die gute Zusammenarbeit bei der Software-Entwicklung.

Literatur

- Bengtsson, L., Robinson, G., Anthes, R., Aonashi, K., Dodson, A., Elgered, G., Gendt, G., Gurney, R., Jietai, M., Mitchell, C., Mlaki, M., Rhodin, A., Silvestrin, P., Ware, R., Watson, R., and Wergen, W. (2003). The use of GPS measurements for water vapour determination. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84:1249–1258.
- Foelsche, U. (1999). Tropospheric water vapor imaging by combination of ground-based and spaceborn GNSS sounding data. Wissenschaftlicher Bericht No. 10, Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Meteorologie und Geophysik.
- Gendt, G., Dick, G., Reigber, C., Tomassini, M., Liu, Y., and Ramatschi, M. (2004). Near real time GPS water vapor monitoring for numerical weather prediction in Germany. In Anthes, R. A., Elgered, G., Kuo, Y.-H., Tsuda, T., Hatanaka, Y., Satomura, T., Nakazawa, T., Aonashi, K., Seko, H., and Nakamura, H., editors, *Application of GPS Remote Sensing to Meteorology and Related Fields*, Workshop: GPS Meteorology – Ground-Based and Space-Born Applications, 14.-17. Jan. 2003, Tsukuba, Japan, pages 361–370. Meteorological Society of Japan.
- Kunitsyn, V. E. and Tereshchenko, E. D. (2003). *Ionospheric Tomography*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Kursinski, E. R., Hajj, G. A., Leroy, S. S., and Herman, B. (2000). The GPS radio occultation technique. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 11(1):53–114.
- Pany, T. (2002). Measuring and modeling the slant wet delay with GPS and the ECMWF NWP model. *Phys. Chem. Earth (A)*, 27(4-5):347–354. doi:10.1016/S1474-7065(02)00011-6.

- Stolle, C. (2004). *Three-dimensional imaging of ionospheric electron density fields using GPS observations at the ground and onboard the CHAMP satellite*. PhD thesis, Universität Leipzig, Fakultät für Physik und Geowissenschaften.
- Subbarao, P. M. V., Munshi, P., and Muralidhar, K. (1997). Performance of iterative tomographic algorithms applied to non-destructive evaluation with limited data. *NDT & E International*, 30(6):359–370.
- Troller, M., Geiger, A., Brockmann, E., Bettens, J.-M., Bürki, B., and Kahle, H.-G. (2005). Tomographic determination of the spatial distribution of water vapor using GPS observations. *Adv. Spa. Res.* in press.
- Ware, R. H., Fulker, D. W., Stein, S. A., Anderson, D. N., Avery, S. K., Clark, R. D., Droege-meier, K. K., Kuettner, J. P., Minster, J. B., and Sorooshian, S. (2001). Real-time national GPS networks for atmospheric sensing. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 63(12):1315–1330.

Adresse der Autoren

Michael Bender (bender@uni-leipzig.de)
Armin Raabe (raabe@uni-leipzig.de)
Universität Leipzig
Institut für Meteorologie
Stephanstraße 3
04103 Leipzig

Akustische Tomographie zur gleichzeitigen Bestimmung von Temperatur- und Strömungsfeldern in Innenräumen

M. Barth, A. Raabe

Zusammenfassung

Das Verfahren der akustischen Laufzeit-tomographie nutzt die Abhängigkeit der Schallgeschwindigkeit von den Parametern Temperatur und Strömung entlang des Ausbreitungsweges akustischer Signale, um diese Parameter zu bestimmen. Es wird ein Algorithmus vorgestellt, der eine tomographische Rekonstruktion der 2-dimensionalen Strömungsfelder innerhalb eines Messgebietes erlaubt, wobei die räumliche Auflösung des Vektorfeldes der Auflösung des Temperaturfeldes entspricht. Neben Ergebnissen von Simulationen verschiedener Strömungssituationen wird eine Anwendung vorgestellt, welche die Anwendbarkeit des Verfahrens zur Detektion von Strömungs- und Temperaturverteilung in einem abgeschlossenen Raum demonstriert.

Abstract

Acoustic travel time tomography uses the dependency of sound speed from temperature and flow properties along the propagation path to measure these parameters. An algorithm is introduced which is capable of resolving the two-dimensional flow field within a certain measuring area comparable to the resolution of the temperature field. Different flow fields have been simulated in order to show the reconstruction properties of the algorithm. Furthermore an experiment has been carried out, which demonstrates the applicability of the acoustic tomographic method to detect temperature and flow fields indoor.

1. Einleitung

Informationen über Strömung und Temperatur in einem bestimmten Gebiet werden häufig gewonnen, indem ein Sensor in das Messgebiet eingebracht wird und Daten an einem bestimmten Punkt aufgezeichnet werden. Eine Kombination von Punktmessungen an verschiedenen Orten innerhalb des Messgebietes soll dabei Informationen über die Verteilung der Größen in einem inhomogenen Gebiet liefern. Eine räumliche Verteilung kann damit zwar abgeschätzt werden, Kenntnisse über die Repräsentativität der Einzelwerte für einen bestimmten Messbereich fehlen jedoch oft und eine Störung des Untersuchungsgebietes durch die Sensoren selbst kann nicht ausgeschlossen werden.

Eine Datenerfassung ohne Beeinflussung des Messgebietes kann mittels Fernerkundungsverfahren geschehen. Bei diesen Verfahren werden Signale analysiert, wobei diese entweder aktiv ausgesendet und durch bestimmte Eigenschaften innerhalb des Messgebietes modifiziert werden (aktive Fernerkundungsverfahren) oder es werden natürlich auftretende Signale analysiert, die im Messgebiet selbst erzeugt und modifiziert werden oder dieses durchlaufen und dabei mit dem Medium wechselwirken (passive Fernerkundungsverfahren).

Ein aktives Fernerkundungsverfahren für meteorologische Fragestellungen stellt die akustische Laufzeit-tomographie dar (s. z.B. Ziemann et al., 2002). Dieses Verfahren nutzt die Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit akustischer Signale in einem Medium von dessen Eigenschaften, um diese zu bestimmen. Für atmosphärische Betrachtungen (Medium Luft) sind Temperatur und Strömungsgeschwindigkeit entlang des Ausbreitungsweges die Haupteinflussgrößen, welche die Schallausbreitungsgeschwindigkeit beeinflussen. Diese Abhängigkeit, die zur Ortung von Schallquellen als Störgrößen korrigiert werden müssen (s. z.B. Spiesberger und Fristrup, 1990), dienen im Rahmen der akustischen Laufzeit-tomographie als Messsignal. Bei diesem Verfahren werden akustische Signale erzeugt, ausgesendet und emp-

fangen. Aus den Laufzeiten dieser Signale lässt sich bei bekanntem Schallausbreitungsweg die Schallgeschwindigkeit berechnen. Diese wiederum lässt Rückschlüsse auf die Eigenschaften entlang des Ausbreitungsweges zu. Betrachtet man Messungen entlang verschiedener Ausbreitungswege, die über ein definiertes Messgebiet verteilt sind, kann man mittels tomographischen Inversionstechniken auf eine räumliche Verteilung der Parameter im Untersuchungsgebiet schließen. Die Anwendbarkeit des Verfahrens beschränkt sich dabei nicht nur auf Freifeldmessungen (Ausbreitungsweg bis 500 m), sondern ist in einer skalierten Variante auch auf kleinerer Skala, z. B. in Innenräumen, anwendbar (Holstein et al., 2004).

2. Schallausbreitung in Luft

Grundlage für die Bestimmung von Strömung und Temperatur aus akustischen Sondierungen ist die Messung der effektiven Schallgeschwindigkeit c_{eff} entlang des Ausbreitungsweges. Diese beinhaltet den skalaren Einfluss der Temperatur (feuchteabhängige akustisch virtuelle Temperatur T_{av}) als auch den vektoriellen Einfluss der Strömung (Strömungsvektors entlang des Ausbreitungsweges v) auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit eines akustischen Signals, wobei beide Größen zeit- (t) und ortsabhängige (r) Variablen darstellen

$$c_{eff}(T_{av}, v) = c(T_{av}(r, t)) + v(r, t) \quad (1)$$

Bei bekannter Schalllaufweglänge s_{Weg} kann der Betrag der effektiven Schallgeschwindigkeit entlang des Schallausbreitungsweges mittels gemessener Schalllaufzeit t_{Weg} berechnet werden

$$c_{eff} = \frac{s_{Weg}}{t_{Weg}} \quad (2)$$

Zur Trennung der Einflussgrößen Temperatur und Wind wird der vektorielle Einfluss der Strömungsgeschwindigkeit ausgenutzt. Eine Erhöhung der effektiven Schallgeschwindigkeit entlang des Ausbreitungsweges in Strömungsrichtung steht einer Verringerung in Gegenwindrichtung mit demselben Betrag gegenüber. Durch Summation bzw. Subtraktion der effektiven Schallgeschwindigkeiten entlang der entgegengesetzten Schallausbreitungswege (Hin- und Rückweg) ergibt sich für den temperaturabhängigen Anteil bzw. die Strömung

$$c(T_{av}) = \frac{s_{Weg}}{2} \left(\frac{1}{t_{Weg, hin}} + \frac{1}{t_{Weg, rück}} \right) \text{ bzw. } v = \frac{s_{Weg}}{2} \left(\frac{1}{t_{Weg, hin}} - \frac{1}{t_{Weg, rück}} \right) \quad (3)$$

Der Zusammenhang zwischen der temperaturabhängigen Schallgeschwindigkeit $c(T_{av})$ und der akustisch virtuellen Temperatur T_{av} , wird durch die Gleichung

$$c^2 = \gamma_{tr} \cdot R_{tr} \cdot T_{av}, \text{ wobei } T_{av} = T(1 + 0,513q) \quad (4)$$

beschrieben, wobei die atmosphärischen Parameter R_{tr} (spezifische Gaskonstante trockener Luft) bzw. γ_{tr} (Verhältnis der Wärmekapazitäten von Luft bei konstantem Druck und konstantem Volumen) die Werte $287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bzw. 1,4 annehmen. Sowohl die spezifische Gaskonstante als auch das Verhältnis der Wärmekapazitäten sind von der aktuellen Gaszusammensetzung abhängig. Die Zusammensetzung der trockenen Atmosphäre ist in dem betrachteten Skalenbereich konstant, einzig der Wasserdampfgehalt variiert im Bereich von wenigen Prozent. Um jedoch die Lufttemperatur für beliebige Feuchteanteile aus der Schallgeschwindigkeit mit den Parameterwerten für trockene Luft berechnen zu können, wird eine feuchteabhängige Korrektur (spezifische Feuchte q) durchgeführt.

Für die Umrechnung der akustisch virtuellen Temperatur in einen feuchteunabhängigen Temperaturwert, muss folglich zusätzlich die Feuchte bestimmt werden. Da die räumliche Variabilität dieser Größe jedoch deutlich geringeren Einfluss auf die Schallgeschwindigkeit hat, als die Variabilität von Temperatur und Strömung, ist es ausreichend, die Feuchtekorrektur an-

hand eines einzigen Feuchtemesswertes, der zusätzlich zu den akustischen Messungen innerhalb der Messfläche gewonnen wurde, durchzuführen.

3. Genauigkeitsabschätzungen

Die Genauigkeit bei der Bestimmung von Verteilungen der Temperatur und Strömung in einem Messgebiet wird maßgeblich durch die Güte bei der Bestimmung der Schallgeschwindigkeit entlang der Schallausbreitungswege beeinflusst. Diese wiederum ist abhängig von der Messgenauigkeit bei der Bestimmung der Schallweglänge (Positionen der Schallsender und Empfänger bei geradliniger Schallausbreitung) als auch der Laufzeit der akustischen Signale. Derzeit kann die Laufzeit mit einer Genauigkeit von ca. $3 \mu\text{s}$ gemessen werden, woraus sich die in Abbildung 1 (links) dargestellten Unsicherheiten für die Bestimmung der Geschwindigkeit ergeben.

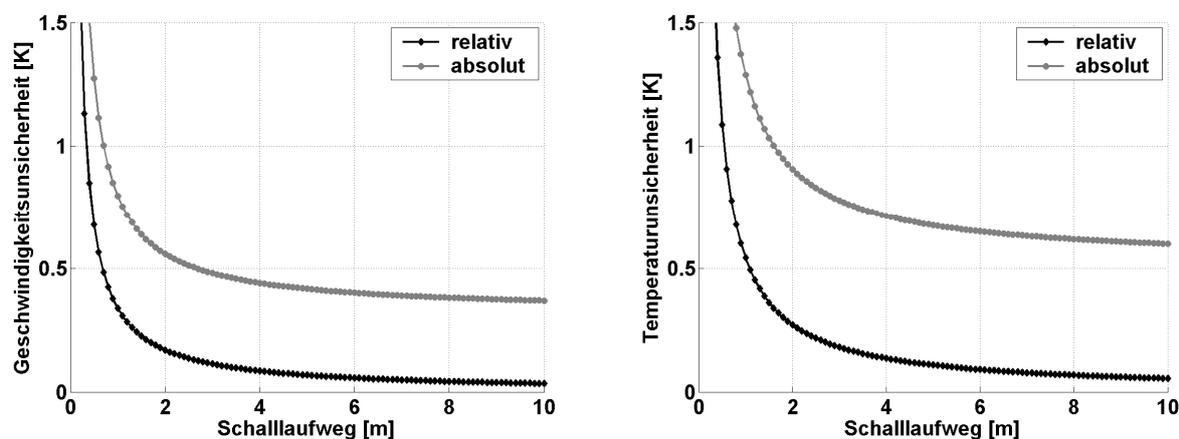


Abbildung 1: Unsicherheiten bei der Bestimmung der Schallgeschwindigkeit aus der Laufzeit akustischer Signale in Abhängigkeit von der Schallweglänge (links) und sich daraus ergebende Unsicherheiten für die Temperaturbestimmung entlang der Schallausbreitungswege (rechts). Dargestellt sind absolute Unsicherheiten (grau), welche sich aus dem gekoppelten Einfluss der Unsicherheiten bei der Laufweg- als auch der Laufzeitbestimmung ergeben. Relative Änderungen (schwarz) beziehen sich auf eine Anfangsmessung unter bekannten homogenen Bedingungen (keine Temperaturunterschiede, keine Strömung), wodurch eine Laufwegkorrektur vorgenommen werden kann, so dass die Unsicherheiten bei der Laufwegbestimmungen vernachlässigt werden können.

Hierbei wird unterschieden, ob die Messungen absolut (graue Linie) oder relativ zu einer Anfangsverteilung (schwarze Linie) erfolgen. Absolute Unsicherheiten bezeichnen hierbei eine unabhängige Messung, bei der sowohl Unsicherheiten bei der Bestimmung der Laufzeit- als auch der Laufwege betrachtet werden müssen. Betrachtet man relative Änderungen bezüglich eines Anfangswertes für die effektive Schallgeschwindigkeit (bekannte homogene Temperaturverteilung ohne Strömung), kann die Unsicherheit der Laufwegbestimmung vernachlässigt werden.

Aus den Unsicherheiten bei der Geschwindigkeitsbestimmung ergeben sich die auf der rechten Seite dargestellten Unsicherheiten für die Temperaturbestimmung entlang der einzelnen Schallstrahlen in Abhängigkeit von der Entfernung zwischen Sendern und Empfängern.

4. Tomographische Rekonstruktion von Verteilungen

Als Tomographie werden bildgebende Verfahren bezeichnet, mit deren Hilfe aus Messwerten, die entlang verschiedener Ausbreitungswege durch ein Medium erfasst wurden, Schnittbilder durch das Medium erzeugt werden. Analysierbare Informationen über das Medium werden dabei aus den Wechselwirkungen der Sondierungsenergie mit dem Medium selbst gewonnen (z. B. Dämpfung, Signallaufzeit).

Wie in Abschnitt 2 dargestellt, wirken sich Temperatur und Strömung auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit akustischer Signale in Luft aus. Aus Laufzeitmessungen entlang verschiedener, möglichst homogen verteilter Schallausbreitungswege lassen sich mittels tomographischer Verfahren zweidimensionale Verteilungen dieser Größen bestimmen, wobei zunächst eine Trennung zwischen dem skalaren Einfluss der Temperatur und dem vektoriellen Einfluss der Strömungsgeschwindigkeit auf die einzelnen Laufzeitmessungen erfolgen muss.

Für die tomographische Rekonstruktion wird das Messgebiet zunächst in Teilflächen unterteilt und die Eigenschaften entlang der Schallstrahlen (Temperatur oder Strömung) auf diese Teilflächen rückprojiziert. Die Rekonstruktion der skalaren Größe Temperatur erfolgt in Abhängigkeit der Strahlstückabschnitte pro Gitterzelle für jeden Schalllaufweg. Für die Rekonstruktion des Strömungsfeldes werden die Vektorkomponenten (x- und y-Richtung) getrennt betrachtet und in Abhängigkeit von der Ausbreitungsrichtung analysiert.

Hierbei muss ein Gleichungssystem zwischen den bekannten Schallstrahleigenschaften l_{ij} entlang des i -ten Schallstrahls innerhalb der j -ten Tomographiegitterzelle und den Messwerten τ_i gelöst werden, um die gesuchten Parameter p_j für alle N Gitterzellen zu erhalten.

$$\tau_i = \sum_{j=1}^N p_j \cdot l_{ij} \quad (5)$$

Die Messgrößen τ_i entsprechen für die Temperaturrekonstruktion der Schalllaufzeit der Signale, die vom Strömungseinfluss getrennt wurden. Die Schallstrahleigenschaften l_{ij} beschreiben die Schallweglänge des i -ten Schallstrahls in der j -ten Gitterzelle, unabhängig von dessen Ausbreitungsrichtung. Errechnet werden in diesem Fall inverse Schallgeschwindigkeiten (Langsamkeiten) p_j für alle N Gitterzellen, welche nach Gleichung (4) in Temperaturwerte innerhalb der entsprechenden Gitterzelle umgerechnet werden können.

Für die Strömungsrekonstruktion dienen als Messgrößen τ_i die Geschwindigkeitskomponenten in x- bzw. y-Richtung entlang der Schallstrahlen, die nach Gleichung (3) von der effektiven Schallgeschwindigkeit separiert wurden. Im Strömungsfall werden die Schallstrahlabschnitte bezüglich ihrer Richtungsanteile gewichtet (x- und y-Richtungsanteil des betrachteten Schallstrahls in der entsprechenden Gitterzelle) betrachtet. Die tomographisch errechneten Parameter p_j entsprechen dann sofort den Strömungskomponenten innerhalb der N Gitterzellen.

In Abbildung 2 sind die Rekonstruktionseigenschaften des neu implementierten Algorithmus für die Vektorfeldtomographie an einem Beispiel dargestellt. Für die Simulation wurde ein hochaufgelöstes Wirbelströmungsfeld erzeugt, welches entsprechend der Schallstrahlverläufe in Strömungskomponenten entlang der Schallstrahlen umgerechnet wurde.

Für die Rekonstruktion der Verteilung wurde ein Gitter über das Messgebiet gelegt (links), in welchem die simulierten Strömungskomponenten rekonstruiert wurden. Das Ergebnis der Rekonstruktion ist rechts dargestellt. Im Vergleich zu den Rekonstruktionsergebnissen (schwarze Pfeile) ist ebenfalls das vorgegebene simulierte Strömungsfeld gezeichnet, welches auf das Rekonstruktionsgitter gemittelt wurde (graue Pfeile). In den zentralen Gitterzellen ist eine deutliche Übereinstimmung zwischen Schallgeschwindigkeit und -richtung zu erkennen, während die Randbereiche stärkere Abweichungen von den Vorgaben zeigen, was insbesondere durch die geringere Schallweglänge für die verschiedenen Vektorkomponenten begründet liegt.

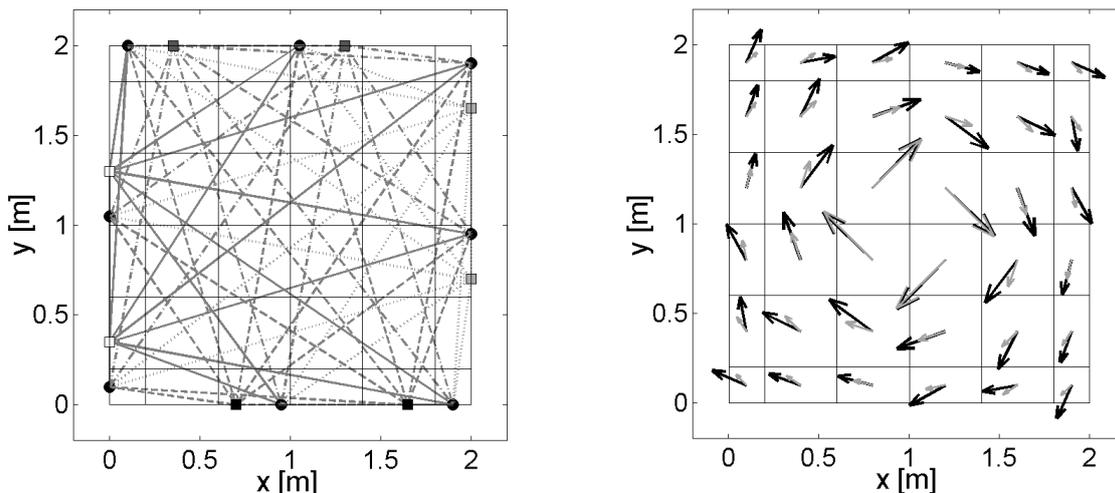


Abbildung 2: Links: Schematische Darstellung eines vorgegebenen symmetrischen Versuchsaufbaus mit Lage der Sender (Kästchen) und Empfänger (Kreise) am Rand des Untersuchungsgebietes und sich aus dem Aufbau ergebenden Schallstrahlverläufen. Die senkrechten und waagerechten Linien markieren die Gitterzellen mit einer Seitenlänge von je 0,4 m. Rechts: Vergleich zwischen vorgegebenem und auf die Gittergröße gemitteltem Strömungsfeld (graue Pfeile) mit dem rekonstruierten Strömungsfeld (schwarze Pfeile) im Tomographiegitter.

5. Anwendung der Strömungsrekonstruktion: Ilmenauer Fass

Eine erste experimentelle Umsetzung zur tomographischen Rekonstruktion von Strömungsfeldern erfolgte in einem Raum der TU Ilmenau, dem Ilmenauer Fass. Das Ilmenauer Fass (Abb. 3; s. z.B. Ilmenauer Fass online, 2005) bezeichnet einen Versuchsaufbau zur Untersuchung von Konvektionsphänomenen. Es besteht aus einem abgeschlossenen Raum mit einem Durchmesser von ca. 7 m, der nach unten durch eine beheizbaren Platte fest abgeschlossen ist. Die obere Begrenzung bildet eine frei aufgehängte Kühlplatte, mit welcher die Höhe des Volumens (maximal etwa 7 m) variiert werden kann. In Abhängigkeit von den thermischen Bedingungen und vom Verhältnis zwischen Breite und Höhe des betrachteten Volumens bilden sich charakteristische Strömungsmuster aus, die sich in Intensität und Art unterscheiden (Qiu und Tong, 2001).

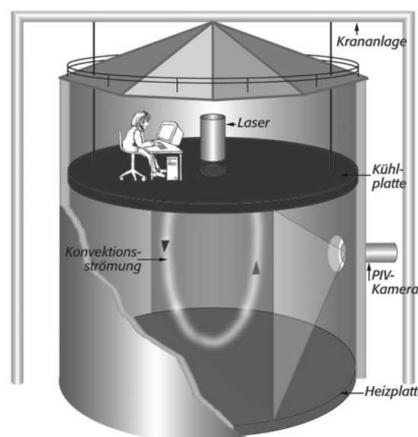


Abbildung 3: Ansicht des Ilmenauer Fasses von außen (links) sowie Prinzipskizze von Aufbau und Funktionsweise des Konvektionsexperiments „Ilmenauer Fass“ (aus: Ilmenauer Fass, 2005)

Ziel des Experiments war die gleichzeitige Erfassung von Temperatur- und Strömungsverteilung mittels akustischer Laufzeittomographie. Insbesondere sollte die Anwendung der Mess-

technik zeigen, dass eine tomographische Rekonstruktion des Strömungsfeldes mit derselben räumlichen Auflösung wie die Rekonstruktion der Temperaturverteilung möglich ist.

Im Rahmen der Untersuchung verschiedener Eigenschaften des Ilmenauer Fasses waren unter differenzierten Versuchsbedingungen (Plattenabstand, Temperaturgradient) Messdaten erfasst und analysiert worden (z. B. Resagk et al., 2004). Diese Messungen umfassten u.a. die Analyse der Strömungsmuster mit sehr zeitintensiven optischen Verfahren (LDA: Laser-Doppler-Anemometer), als auch die Bestimmung der vertikalen Temperaturstruktur im Ilmenauer Fass mittels Punktmessungen. Die Kenntnis der Strömungsrichtung wurde ausgenutzt, um die (2-dimensionale) Versuchsanordnung zur akustischen Tomographie in der Fläche maximaler Strömung zu platzieren. Die Temperaturanalysen sagten voraus, dass innerhalb der Kammer kaum Temperaturgradienten nachweisbar sind, wenn sich das System nach der Aufwärmphase in einem quasistationären Zustand befindet, da die Temperaturgradienten innerhalb einer solchen Konvektionskammer auf eine Grenzschicht beschränkt sind, deren Dicke nur wenige Millimeter beträgt (Belmonte et al., 1994).

5.1. Messaufbau

Die Anordnung der Schallsender und Empfänger zur Bestimmung der Verteilungen von Temperatur und Strömung im Ilmenauer Fass erfolgte an Rohren, die an vertikalen, sich gegenüberliegenden Begrenzungsflächen im erwarteten Hauptluftstrom befestigt waren (Abb. 5, links). Die Anordnung der Schallsender und Empfänger wurde derart gestaltet, dass eine Trennung zwischen dem Einfluss der Temperatur und der Strömung auf die Schallausbreitungsgeschwindigkeit durch die Betrachtung paralleler Streckenpaare möglich war.

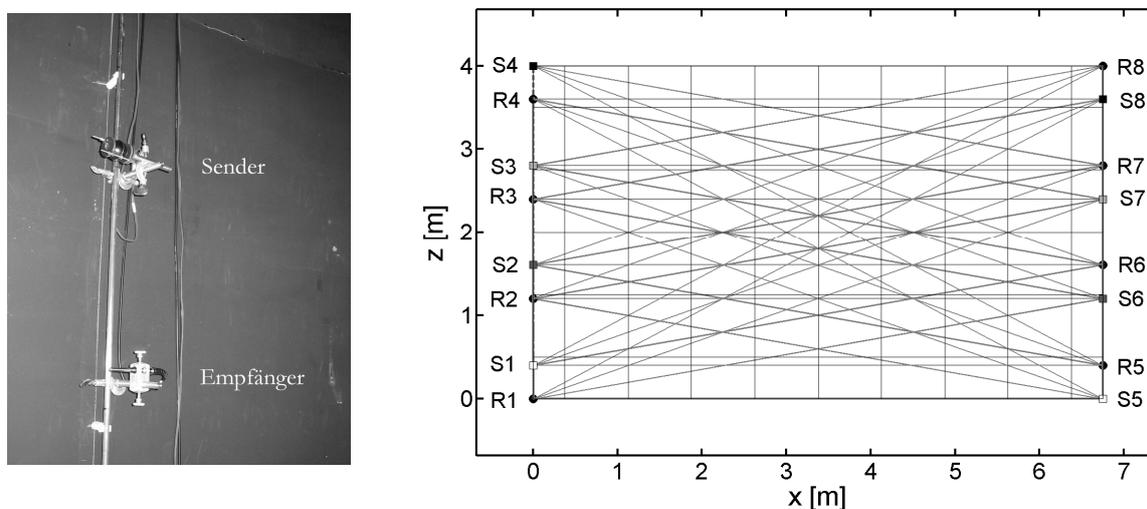


Abbildung 4: Links: Sender und Empfänger zur akustisch tomographischen Bestimmung der Verteilungen von Strömung und Temperatur im Ilmenauer Fass. Rechts: Schematische Darstellung des Versuchsaufbaus im Ilmenauer Fass bestehend aus 8 Sendern (S1...S8) und 8 Empfängern (R1...R8) sowie der resultierenden Schallausbreitungswege (graue Linien). Die Seitenlänge einer Gitterzelle für die Rekonstruktion beträgt 0,8 m (durchgezogene Linien).

Die Messfläche hatte eine effektive Ausdehnung von etwa 4 m Höhe und 7 m Breite. Der Abstand der Messfläche zum Boden betrug ca. 0,4 m und der Abstand zur oberen Begrenzung ca. 1 m. Für die tomographische Rekonstruktion der Luftparameter (Temperatur und Strömung) wurde das Messgebiet in 60 Flächenelemente unterteilt, die (mit Ausnahme des Randbereichs) jeweils eine Größe von 0,8 m × 0,8 m aufwiesen. Ein Schema des Versuchsaufbaus mit der Lage der Schallsender und Empfänger (Kreise und Rechtecke am Messfeldrand) den

sich ergebenden Schallstrahlenverläufen und der Aufteilung des Messgebietes in Teilflächen zur tomographischen Rekonstruktion ist in Abbildung 4 (rechts) dargestellt.

5.2. Simulation rekonstruierter Strömungsfelder

Um eine Abschätzung der Rekonstruktionsgenauigkeit des tomographischen Algorithmus bei der Berechnung des Strömungsfeldes im Ilmenauer Fass treffen zu können, wurde mit synthetischen Daten getestet, wie sich der Messaufbau auf die rekonstruierten Strömungsfelder auswirkt. Hierfür wurde zunächst ein räumlich hochaufgelöstes Strömungsmuster simuliert, dessen Eigenschaften der zu erwartenden Strömungssituation im Ilmenauer Fass (Ausbildung einer Konvektionsströmung) entspricht. Dieses Strömungsfeld wurde entsprechend des gewählten Aufbaus der Schallsender- und Empfänger (s. Abb. 5, rechts) in Strahlinformationen umgerechnet, die als Eingangsgrößen für den tomographischen Algorithmus dienen. Ein Vergleich zwischen dem vorgegebenem Strömungsmuster (gemittelt auf Tomographiegittergröße, graue Pfeile) und dem tomographisch rekonstruierten Feld (schwarze Pfeile) ist in Abbildung 5 dargestellt.

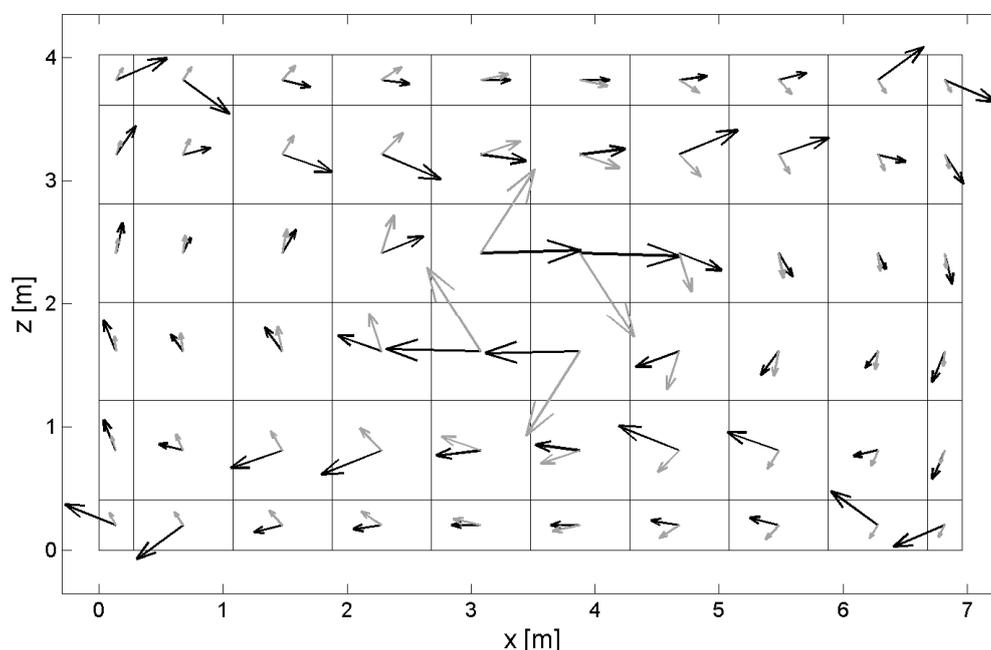


Abbildung 5: Analyse zur Rekonstruktionsgenauigkeit des Algorithmus zur Vektortomographie am Beispiel der Anwendung im Ilmenauer Fass mit vorgegebenen Sender- und Empfängerpositionen (vgl. Abb. 5, rechts). Das vorgegebene Strömungsfeld wurde mit hoher räumlicher Auflösung synthetisch erzeugt und entsprechend des Tomographiegitters gemittelt (graue Pfeile). Die aus den Strahlinformationen abgeleiteten und rekonstruierten Strömungseigenschaften sind durch schwarze Pfeile gekennzeichnet.

Der Verlauf der Strömung (im Uhrzeigersinn) stimmt zwischen vorgegebenem und rekonstruiertem Strömungsfeld überein. Ebenfalls überein stimmen in weiten Teilen die Beträge der Zellenwerte der Strömung.

Dennoch ist auffällig, dass insbesondere im zentralen Teil des Gitters deutliche Abweichungen der Strömungsrichtungen auftreten, die sich, abgeschwächt, ebenfalls nach oben und unten fortsetzen. Ursache hierfür ist die ungleiche Überdeckung des Messgebietes mit Schallstrecken. Aufgrund der Gegebenheiten im Ilmenauer Fass konnten die Schallsender und Empfänger für dieses Experiment ausschließlich an den Seitenwänden montiert werden. Ein deutlich größerer Anteil der Schallstrahlen verlief daher in horizontaler Richtung, während deutlich weniger Informationen in vertikaler Richtung ausgewertet werden konnten.

Diese Artefakte, die sich aus dem Aufbau des Messsystems ergeben, sind bei der Bewertung und Beurteilung der rekonstruierten gemessenen Strömungsfelder zu beachten.

5.3. Rekonstruktion von Temperatur- und Strömungsfeldern

Zunächst wurden die beiden Einflussgrößen auf die Schallgeschwindigkeit, Temperatur und Strömung, getrennt und anschließend die Verteilungen dieser Größen für das vorgegebene Gitter tomographisch rekonstruiert. Abbildung 6 zeigt je ein Tomogramm von Temperatur (oben) und Strömung (unten) im Ilmenauer Fass, welche aus den Laufzeitmessungen zu einem Zeitpunkt berechnet wurden. Die Messung erfolgte während der Aufheizung im Fassinneren, einem Zeitbereich, in dem sich noch keine stationären Bedingungen eingestellt hatten.

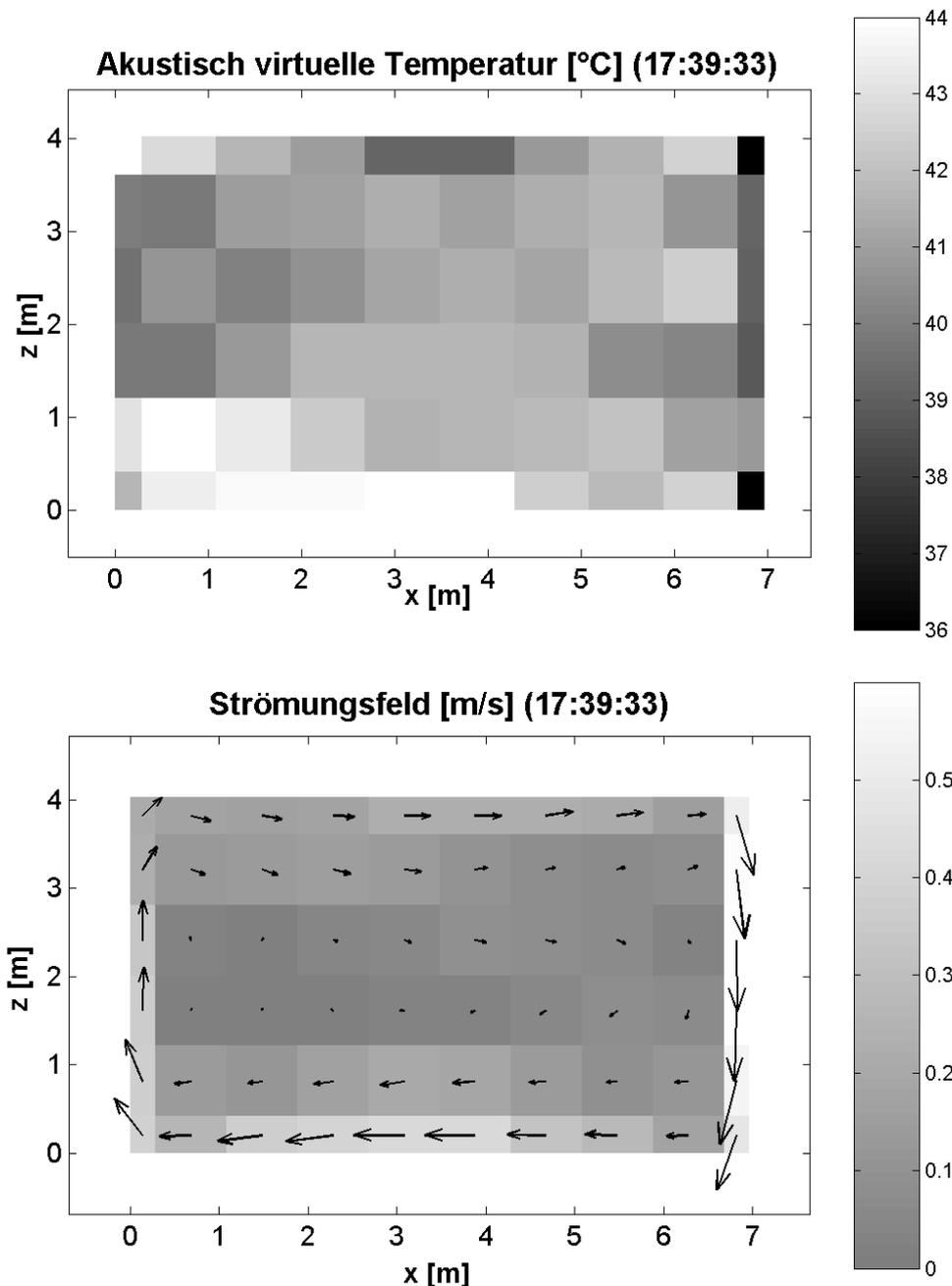


Abbildung 6: Tomographisch rekonstruierte Verteilungen der akustisch virtuellen Temperatur (oben, Grauskala in °C) und der Strömungsverhältnisse (unten, Grauskalierung: Geschwindigkeitsbetrag in m/s, Pfeile: Strömungsrichtung) aus einer akustischen Messung während der Erwärmung im Inneren des Ilmenauer Fasses.

Das obere Tomogramm in Abbildung 6 stellt die Temperaturverteilung innerhalb des Messgebietes in °C dar. Hierbei wird deutlich, dass der untere Bereich, in dessen Nähe sich die Heizfläche befindet, wärmer ist als der obere Bereich, der in Kühlplattennähe ist. Dies wird

insbesondere während der Aufwärmphase deutlich. Befindet sich das System im stationären Gleichgewicht, sind die Temperaturunterschiede innerhalb der Messfläche minimal (ohne Abbildung), was mit den Ergebnissen der Analyse der Temperaturprofile mittels Punktmessungen im „Ilmenauer Fass“ übereinstimmt. Des Weiteren fällt auf, dass die Temperaturabnahme mit der Höhe nicht gleichmäßig erfolgt, sondern dass insbesondere in der linken unteren Ecke eine höhere Temperatur nachweisbar ist, als auf der rechten Seite in gleicher Höhe. Dies lässt sich mit dem Strömungsmuster in der Kammer begründen, was in Abb. 6 unten zur gleichen Zeit, gewonnen aus den akustischen Messungen, dargestellt ist. Deutlich sichtbar ist der Wirbel (Pfeile zeigen in Bewegungsrichtung), der sich im Uhrzeigersinn dreht. Ebenfalls ist ersichtlich, dass die Geschwindigkeiten (Grauskala: Geschwindigkeitsbetrag in m/s) in den Randbereichen des Messfeldes größer sind, als im Zentrum. Ursache hierfür ist die Umlenkung der Strömung an den Seitenwänden und der fortwährende Antrieb der Konvektion durch die Temperaturgegensätze zwischen Boden und Decke. Im Inneren des Ilmenauer Fasses herrschen geringe Geschwindigkeiten vor, die nahe an der aktuellen Nachweisgrenze des Verfahrens für Strömungen (ca. 0,15 m/s für Relativmessungen bei den betrachteten Schallweglängen, vgl. Abb. 1) und darunter liegen.

Des Weiteren zeigt das Strömungsfeld im mittleren Bereich sowohl am Oberrand, als auch im unteren Bereich des Tomogramms eine Strömungstendenz zum Zentrum des Raumes hin. Dieses Ausbeulen zur Mitte hin tritt jedoch auch beim Tomogramm der synthetischen Datensätze (Abb. 7) auf und deutet auf die Auswirkungen der Messgeometrie hin.

6. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die experimentelle Umsetzung der akustischen Laufzeittomographie im Ilmenauer Fass hat gezeigt, dass das Verfahren in der Lage ist, Temperatur- und Strömungsfelder zeitgleich zu erfassen. Der geringe zeitliche Aufwand im Vergleich zu anderen Verfahren, mit denen z.B. Profile innerhalb solcher Räume gewonnen werden, stellt eine Stärke der akustischen Tomographie dar. Des Weiteren zeichnet sich das Verfahren durch eine nahezu störungsfreie Datenerfassung aus, da das Messgebiet nicht durch das Einbringen von Sensoren beeinflusst wird.

Da insbesondere die Rekonstruktionsgenauigkeit des (vektoriellen) Strömungsfeldes von der Anordnung der Sender und Empfänger und einer gleichmäßigen (Winkel-) Überdeckung des Messgebietes mit Schallstrahlen abhängt, ist bei der Planung des Messaufbaus auf eine entsprechende Verteilung der Schallsender und Empfänger zu achten. Ist eine freie Wahl der Positionen durch lokale Gegebenheiten nicht möglich, sollten vor der Interpretation von Messergebnissen synthetische Daten erzeugt und anhand der verwendeten Messgeometrie rekonstruiert werden, um durch die Messgeometrie hervorgerufene Artefakte einschätzen und mit einem geeigneten Verfahren eliminieren zu können.

Es ist denkbar, ein solches System zur dauerhaften Überwachung von Temperatur- und Strömungsfeldern in Innenräumen fest zu installieren. Hierfür ist die Erweiterung des derzeitigen 2-dimensionalen Rekonstruktionsalgorithmus für eine 3-dimensionale Rekonstruktion vorgesehen. Diese soll es erlauben, Temperatur- und Strömungsfelder ohne Vorkenntnisse ihrer Struktur in einem Volumen zu erfassen. Insbesondere in Innenräumen kann dabei genutzt werden, dass die Sensoren direkt an den Begrenzungsflächen des Raumes angebracht und die direkten Schallausbreitungswege innerhalb des Volumens betrachtet und analysiert werden können.

Um eine weitere Reduktion der Sensoren zu erreichen, bzw. die Genauigkeit der räumlichen Auflösung bei gleicher Sensorenzahl zu erhöhen, ist es denkbar, indirekte Schallausbreitungswege mit Reflexionen an Begrenzungsflächen zu analysieren. Hierfür ist es nötig, ein Schallausbreitungsmodell mit dem akustischen System zu koppeln, um die Ausbreitungswege reflektierter Strahlen zu berechnen und für die tomographische Rekonstruktion nutzen zu können.

Danksagung

Zunächst wollen wir uns für die Möglichkeit, in der Konvektionskammer „Ilmenauer Fass“ Messungen durchführen zu können, bei den Mitarbeitern der TU Ilmenau, insbesondere bei R. du Puits und C. Resagk, bedanken. Für die tatkräftige Unterstützung bei der Durchführung und Auswertung der Messungen bedanken wir uns bei M. Seliger und K. Arnold.

Literatur

- Belmonte, A., A. Tilgner, A. Libchaber, 1994: Temperature and velocity boundary layers in turbulent convection. *Physical Review E*, **50**, 1, S. 269-279.
- Holstein, P., A. Raabe, R. Müller, M. Barth, D. Mackenzie, E. Starke, 2004: Acoustic tomography on the basis of travel-time measurements. *Meas. Sci. Technol.*, **15**, S. 1420-1428.
- Ilmenauer Fass online im Internet (November 2005): <http://www.tu-ilmenau.de/ilmenauer-fass>
- Qiu, X.-L., P. Tong, 2001: Large-scale velocity structures in turbulent thermal convection. *Physical Review E*, **64**, 3, S. 036304-1 - 036304-13.
- Resagk, C., R. du Puits, A. Thess, F. H. Busse, A. Tilgner, 2004: Velocity and temperature measurements in a large-scale Rayleigh-Bénard experiment using LDA and micro thermistors. *12th Int. Symp. Appl. Laser Techniques to Fluid mechanics*, Lisbon.
- Spiesberger, J. L., K. M. Fristrup, 1990: Passive localization of calling animals and sensing of their acoustic environment using acoustic tomography. *Am. Nat.*, **135**, S. 107-153.
- Ziemann, A., K. Arnold, A. Raabe, 2002: Acoustic Tomography as a Remote Sensing Method to Investigate the Near-Surface Atmospheric Boundary Layer in Comparison with In Situ Measurements. *J. Atmos. Ocean. Techn.*, **19**, S. 1208-1215.

Adresse der Autoren

Stephanstraße 3, 04103 Leipzig (mbarth@uni-leipzig.de)

Gekoppelter Atmosphäre-Boden-Einfluss auf die Schallausbreitung einer höher gelegenen Schallquelle

Astrid Ziemann und Kati Balogh

Zusammenfassung:

Im Genehmigungsverfahren für den Bau hochliegender Schallquellen (z.B. Windenergieanlagen) muss der Nachweis geführt werden, dass von den Anlagen keine schädlichen Umwelteinwirkungen ausgehen. Es ist es daher notwendig, die Schallausbreitung derartiger Quellen grundsätzlich zu untersuchen.

Eine Schwierigkeit stellt dabei die gekoppelte Wirkung von Temperatur-, Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsprofil in Zusammenhang mit dem Bodeneinfluss auf die Schallausbreitung dar. Dieser zeitlich und räumlich variable Atmosphäreneinfluss wird insbesondere bei Langzeituntersuchungen der Schallimmission bisher nur unzureichend in den operationellen Modellen beschrieben. Das Ziel der Studie besteht deshalb darin, die gekoppelte Wirkung von Atmosphäre- und Boden-Einfluss auf die Schallausbreitung in einem Bereich bis zu 2 km Entfernung von der Schallquelle mit dem Modell SMART (Sound propagation model of the atmosphere using ray-tracing) zu untersuchen.

Summary:

The licensing procedure for the construction of high-placed sound sources (e.g. wind power stations) demands to proof that no (significant and) harmful impact on environment is outgoing from these systems. Therefore, it is necessary to analyse the sound propagation of such a kind of sources.

In this context one central problem has to be managed: the coupled effect of temperature, wind speed and wind direction profiles combined with the influence of surface on sound propagation. The temporally and spatially variable influence of the atmosphere is only insufficiently described by the operational models, especially in relation to long-time investigations of sound immission. Consequently, the aim of this study was to investigate the coupled effect of atmospheric and surface influence on sound propagation up to distances of 2 km away from the sound source using the model SMART (Sound propagation model of the atmosphere using ray-tracing).

1 Einleitung

Die Schallausbreitungsrechnungen für Umweltverträglichkeitsprüfungen müssen nach der TA Lärm durchgeführt werden, die bezüglich der Schallausbreitung auf die DIN ISO 9613 verweist. Diese Richtlinie wurde für die bodennahe Schallausbreitung bei mittleren Höhen von Quelle und Empfänger < 30 m entwickelt und erprobt. Detaillierte Untersuchungen zum Vertrauensbereich der DIN ISO 9613 bei der Anwendung für höher liegende Schallquellen, z.B. Windenergieanlagen, liegen bisher nicht vor.

Für eine Schallausbreitung im Freien über Entfernungen von einigen hundert Metern und mehr gewinnt der Zustand des Ausbreitungsmediums an zunehmender Bedeutung. Der Effekt der Luftabsorption ist dabei ausreichend in der Richtlinie DIN ISO 9613-1 berücksichtigt. Demgegenüber wird der Effekt der Schallrefraktion momentan nur pauschal behandelt (siehe DIN ISO 9613-2). Gerade dieser Effekt wird jedoch als besonders wichtig betrachtet (siehe z.B. Piercy et al., 1977; Heimann und Salomons, 2004), da er im Gegensatz zur Luftabsorption auch zu einer verstärkten Schallimmission und damit Lärmbelastung gegenüber einer ungestörten Schallausbreitung führen kann.

Eine Schwierigkeit bei der Betrachtung der Refraktion stellt die gekoppelte Wirkung von Temperatur-, Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsprofil auf den Schallstrahlenverlauf dar. Hinzu kommt die zeitliche und räumliche Variabilität der Atmosphäreneigenschaften auf verschiedenen Raum-Zeit-Skalen (siehe z.B. Orlanski, 1975). Besonders bei Langzeituntersuchungen der Schallimmission wird dieser Effekt bisher nur unzureichend in den vorhandenen Richtlinien beschrieben. Für die Charakterisierung des Atmosphäreneinflusses reicht es dabei nicht, mit Klima-Werten für Temperatur- und Windfeld eine einzelne Schallausbreitungsrechnung durchzuführen (siehe z.B. Kühner, 1993; Raabe et al., 1998). Vielmehr müssen zunächst Ausbreitungsrechnungen für viele verschiedene Atmosphärenzustände vorgenommen und die Ergebnisse anschließend einer Mittelung unterzogen werden, um eine Aussage zum Schallklima eines Ortes zu erhalten. Ziel dieser Studie war es deshalb, den gekoppelten Atmosphäre-Boden-Einfluss auf die Schallausbreitung einer hoch gelegenen Schallquelle über einen längeren Zeitraum für einen Ort zu untersuchen.

2 Untersuchungsmethode

2.1 Schallausbreitungsmodell

In der vorliegenden Studie wird das zweidimensionale (vertikal und eine horizontale Richtung) Schallstrahlenmodell SMART angewendet. Ausgehend von einer Schallquelle, von der eine Anzahl an Schallstrahlen ausgesandt wird, kann unter Verwendung eines Refraktionsgesetzes für bewegte Medien (Ostashev et al., 2001) die zurückgelegte Schallstrecke verfolgt werden.

Die Änderung der Schallintensität im Immissionsniveau, d.h. der Dämpfungspegel, ist bei konstanter Schallabstrahlung und vorausgesetzter Schallenergieerhaltung nur vom Verhältnis der Querschnittsflächen einer Schallröhre, die aus zwei Schallstrahlen gebildet wird, in einem Referenzabstand (hier: 1 m) und in einem aktuellen Abstand von der Schallquelle abhängig (Brekhovskikh und Godin, 1992). Die geometrischen Parameter der Schallstrahlenverläufe werden somit zur Bestimmung von Dämpfungspegeln verwendet (siehe Ziemann, 2003).

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, wird eine logarithmische Mittelung durchgeführt. Als Endergebnis erhält man einen Dämpfungspegelwert pro Abstandsintervall. Werden die Dämpfungsberechnungen für verschiedene Azimutwinkel durchgeführt, resultiert eine horizontale Dämpfungspegelkarte für ein Immissionshöheniveau.

Neben den meteorologischen Bedingungen haben auch die Bodeneigenschaften einen bedeutenden Einfluss auf die Schallausbreitung im Freien. Ein wichtiger Effekt ist dabei die Reflexion von Schallstrahlen am Boden (siehe z.B. Salomons, 2001). Dieser Einfluss wird im Modell SMART mit dem frequenzabhängigen Reflexionsgrad beschrieben. Dieser entspricht dem quadrierten Reflexionskoeffizienten und beschreibt eine Verringerung der Schallenergie nach Reflexion an einem schallweichen Boden (Reflexionsgrad <1). Um den Reflexionsgrad bestimmen zu können, müssen die Impedanzen (Wellenwiderstände) des Bodens und der Luft sowie der Einfallswinkel des Schallstrahls auf den Boden bekannt sein. Die Impedanz von Luft kann aus der Luftdichte und der temperaturabhängigen Schallgeschwindigkeit abgeleitet werden. Zur Bestimmung der frequenzabhängigen Bodenimpedanz wird das vielfach angewendete Modell von Delany und Bazley (1970) mit dem Parameter „Flusswiderstand“ zur Beschreibung der akustischen Oberflächeneigenschaften genutzt. In der vorliegenden Studie wurde der Flusswiderstand mit einem Wert von 150 kPa s/m² für Ackerboden abgeschätzt (Bolen und Bass, 1981). Die Schallabschwächung durch den Bodeneinfluss steigt mit abnehmendem Flusswiderstand und wachsender Schallfrequenz (z.B. Balogh und Ziemann, 2005).

Mit steigender Schallfrequenz nimmt auch die Luftabsorption zu. Zusätzlich hängt die Luftabsorption von der Luftfeuchte, der Lufttemperatur und dem aktuellen Luftdruck ab. Der Absorptionskoeffizient wird in der hier verwendeten Version des Modells SMART mit der Berechnungsvorschrift VDI 2714 bestimmt (siehe z.B. Balogh und Ziemann, 2005).

Die Effekte der Schallstrahlenreflexion am Boden und der Luftabsorption führen zu einer Änderung des Dämpfungspegels, der aus Kugelwellendivergenz und Schallstrahlenrefraktion resultiert.

2.2 Datengrundlage

Eingangsdaten für das Modell SMART sind Vertikalprofile der Lufttemperatur und des Windvektors. Diese Daten wurden im Rahmen der Studie vom Deutschen Wetterdienst am Meteorologischen Observatorium Lindenberg (MOL) für das Jahr 2003 (täglich 0 und 12 UTC) bereitgestellt. Das Observatorium gilt als Referenzstation für mikro- und mesometeorologische Untersuchungen im küstenfernen Tiefland.

Die verwendeten meteorologischen Daten wurden auf dem sogenannten Grenzschichtmessfeld bei Falkenberg (Koordinaten: geogr. Breite : 52° 10' 01" N, geogr. Länge : 14° 07' 27" E, Höhe über NN: 73,5 m) mit einem Profilmast (bis 11 m Höhe), einem großen Mast (bis 99 m Höhe) und mit den Fernmessverfahren SODAR/RASS (bis max. ca. 300 m Höhe) mit unterschiedlicher vertikaler Auflösung gemessen. Die Qualität der Daten wird mit Qualitätskennzeichen angegeben. Diese Angaben wurden bei der Erstellung der Eingabedaten für das Modell SMART insbesondere im Überschneidungsbereich zwischen großem Mast und SODAR/RASS beachtet.

Die Verfügbarkeit von Daten mit einem guten bis sehr guten Qualitätskennzeichen schwankte tageszeitlich und zwischen den einzelnen Monaten. Besonders nachts kam es zu Datenausfällen in größeren Messhöhen (Fernmessverfahren SODAR/RASS). Diese Messzeiten konnten für die Schallausbreitungssimulation nicht weiter berücksichtigt werden. Eine genauere Analyse der Datenverfügbarkeit ist Ziemann und Balogh (2005a) zu entnehmen.

Für die Modellsimulationen standen 250 Profile für den 0-Uhr-Termin und 307 Profile für den 12-Uhr-Termin bereit.

3 Schallimmissionsrechnungen

Das Modell SMART wurde für die Untersuchung der Schallausbreitung hochliegender Quellen mit frequenzabhängigen Berechnungsmodulen für den Bodeneinfluss und die Luftabsorption versehen (siehe Kapitel 2.1). Die Schalldämpfung wurde für Terzbänder mit den Mittenfrequenzen von 63 Hz bis 3150 Hz bestimmt.

Es wurde eine Monopol-Schallquelle in einer Höhe von 140 Meter über Grund für die Simulation zukünftiger Windenergieanlagen verwendet. Die Immissionshöhe über Grund wurde mit 5 m vorgegeben.

Die Dämpfungsberechnung, abhängig von der Entfernungszunahme von der Schallquelle, der Refraktion der Schallstrahlen, der Schallreflexion am Boden und der Luftabsorption, wird für ein Untersuchungsgebiet mit einer horizontalen Ausdehnung von 2000 Meter um die Schallquelle bestimmt. Für größere Entfernungen ist die Dämpfung bereits so groß, dass die Richtlinien zum Lärmschutz auch unter günstigen Ausbreitungsbedingungen eingehalten werden.

Neben der Berechnung der Dämpfungspegel sollte auch die sogenannte Zusatzdämpfung durch den Atmosphären- und Bodeneinfluss bestimmt werden. Dazu wurde eine Schallausbreitungssimulation mit einer unbewegten und ungeschichteten Atmosphäre durchgeführt. Die Zusatzdämpfung ergibt sich dann aus der Differenz zwischen dem Dämpfungspegel mit Atmosphärenschichtung und dem Dämpfungspegel ohne Schallstrahlenrefraktion in einer Atmosphäre ohne vertikale Gradienten der meteorologischen Größen.

4 Ergebnisdiskussion

Im Folgenden werden erste Ergebnisse der Untersuchungen vorgestellt.

Anhand von horizontalen Dämpfungspegelkarten, die ohne Vertikalgradienten von Temperatur und Windvektor hergestellt wurden, kann zunächst das Zusammenwirken von geometrisch bedingter Schallintensitätspegelabnahme mit zunehmender Entfernung (Kugelwellendivergenz) und der frequenzabhängigen Luftabsorption sowie Bodendämpfung dargestellt werden (siehe Abb. 1).

Da es keinen richtungsabhängigen Dämpfungseffekt gibt, sind die Linien gleicher Dämpfung Kreise. Für geringe Schallfrequenzen bis ca. 100 Hz ist der Einfluss der Luftabsorption sehr gering und wird erst für sehr große Ausbreitungsentfernungen (einige km) relevant. Der bestimmende Effekt ist hier die Abnahme des Schallintensitätspegels durch die divergente Ausbreitung einer als kugelförmig angenommenen Schallwelle. Das führt zu einer Dämpfungspegelzunahme von 6 dB bei Entfernungsverdopplung (siehe Abb. 1, links). Mit zunehmender Frequenz nehmen auch der Einfluss der Absorption in Luft und die Bodendämpfung zu. Die Schalldämpfung nimmt deshalb insbesondere in größeren Entfernungen von der Schallquelle deutlich zu (siehe Abb. 1, rechts).

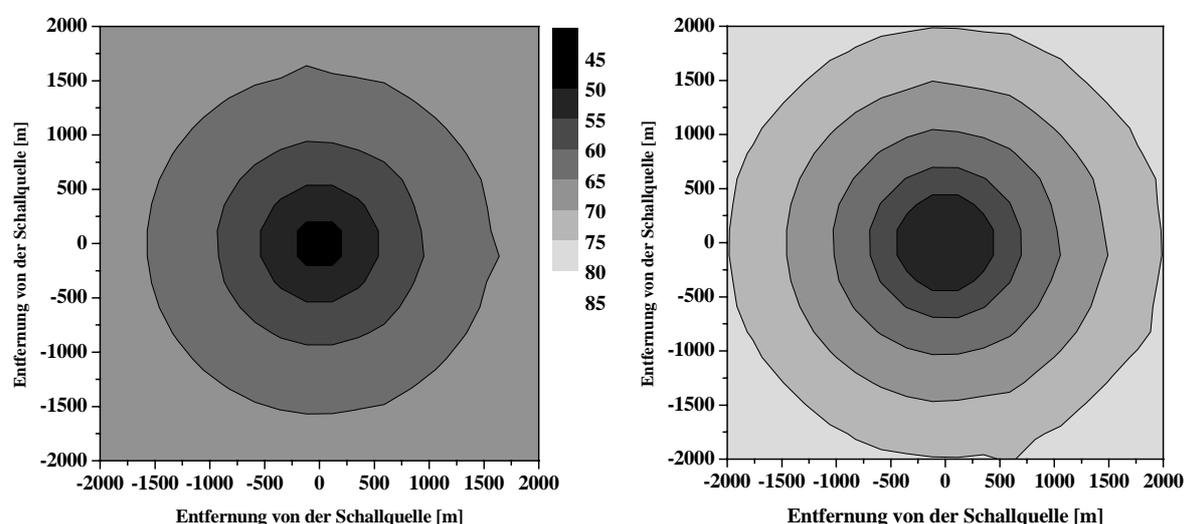


Abb. 1: Dämpfungspegel [dB] für die Schallimmission in einer Höhe von 5 m bei einer Frequenz von 125 Hz (links) bzw. 1000 Hz (rechts) durch den Einfluss der Kugelwellendivergenz und Luftabsorption und ohne Schallstrahlenrefraktion. Die Schallquelle befindet sich im Punkt (0,0) in 140 m Höhe. Abweichungen der Isolinien von der Kreisform resultieren aus dem Interpolationsmodul des Grafikprogramms.

Mit den Eingangsdatensätzen der Atmosphärenschichtungen wurde nun eine Datenbank mit simulierten Dämpfungspegeln erstellt, die zusätzlich zur Kugelwellendivergenz vom Atmosphäre-Boden-Einfluss abhängig sind. Mit Hilfe der Dämpfungspegel ohne Schallstrahlenrefraktion (siehe Abb. 1) wurden außerdem Zusatzdämpfungen bestimmt, die nur den Einfluss der gekoppelten Schallstrahlenrefraktion in der Atmosphäre mit der Schallstrahlenreflexion am Boden auf die Schallausbreitung beschreiben (siehe Kapitel 3). Bildpunkte, die eine Zusatzdämpfung über 100 Dezibel aufweisen, befinden sich im geometrischen Schallschatten. In der Realität wird dieser Schallschatten durch die Turbulenz in der Atmosphäre und die Wirkung von Schallwellen an Bodenoberflächen abgeschwächt.

Die Datenbank wurde nun bezüglich ihrer tageszeitlichen und jahreszeitlichen Variabilität untersucht (siehe Ziemann und Balogh, 2005b). Exemplarisch sind hier Ergebnisse dargestellt, die mit einer Schallfrequenz von 1000 Hz simuliert wurden (siehe Abb. 2). Hier kann das

menschliche Hörorgan den größten Schallintensitätsbereich wahrnehmen, physiologische Schallparameter werden deshalb ebenfalls auf diese Frequenz bezogen.

Betrachtet man zunächst beide Darstellungen der Abbildung 2 getrennt voneinander, lassen sich deutliche Unterschiede zwischen den Jahreszeiten erkennen. So treten tagsüber im Winter negative Zusatzdämpfungen, das heißt erhöhte Schallintensitätspegel im Vergleich zu einer ungestörten Schallausbreitung, am seltensten auf. Demgegenüber ergeben sich bei einer Schallausbreitung mit einer Schallquelle in Bodennähe im Winter die höchsten relativen Häufigkeiten einer negativen Zusatzdämpfung auf Grund einer Temperaturinversion am Boden (siehe Ziemann et al., 2004b). Bei einer in 140 Meter Höhe liegenden Schallquelle wurde im Untersuchungszeitraum jedoch die Inversionsobergrenze häufig überschritten. Dies führt in der Gegenwindrichtung zu einer Verstärkung der vom Erdboden aufwärts gerichteten Brechung der Schallstrahlen und in der Mitwindrichtung zu einer Abschwächung der Abwärtsrefraktion, bei überwiegendem Temperatureinfluss sogar zu einer Umkehr der Refraktionsrichtung. In der Winternacht entsprechen die Häufigkeitsverteilungen der Zusatzdämpfungen der Erwartung, d.h., es tritt eine große Anzahl negativer Zusatzdämpfungen durch hochreichende Temperaturinversionen auf.

Im Herbst und im Frühjahr treten in der Nacht ebenfalls negative Zusatzdämpfungen auf. Diese resultieren aus dem erwartungsgemäß häufigen Auftreten einer Temperaturinversion vom Boden bis in größere Höhen.

Ein direkter Vergleich zwischen den Häufigkeiten der Zusatzdämpfungen am Tag und in der Nacht ist hierbei nicht möglich, da bevorzugte Atmosphärensichtungen in die Berechnungen eingegangen sind (Ziemann und Balogh, 2005a).

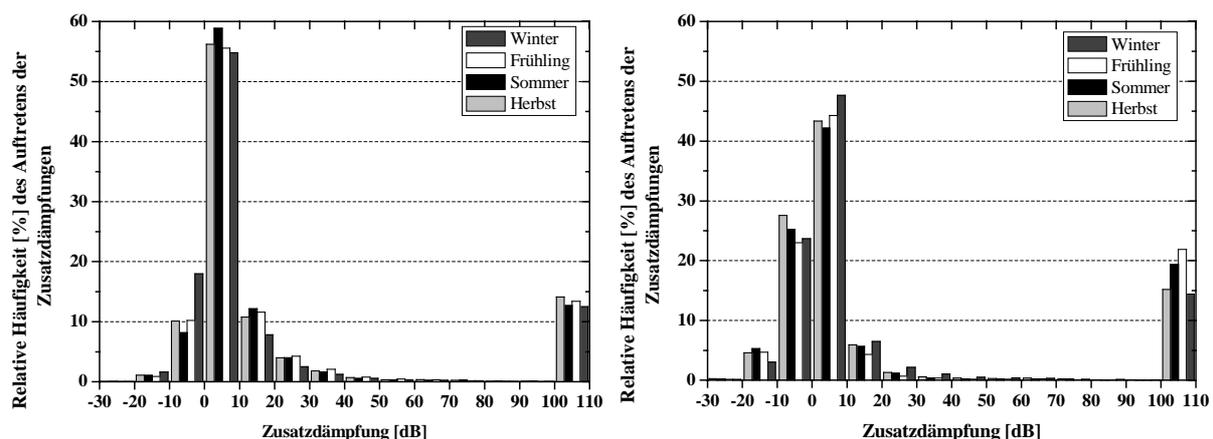


Abb. 2: Relative Häufigkeit des Auftretens der Zusatzdämpfungen (1000 Hz) bedingt durch den Atmosphäre-Boden-Einfluss in der Nacht (00:00 UTC) –links- und am Tag (12:00 UTC) –rechts- für Lindenberg 2003. Der Untersuchungszeitraum beträgt jeweils 3 Monate (Winter: Dez., Jan., Feb.; Frühling: Mär., Apr., Mai; Sommer: Jun., Jul., Aug.; Herbst: Sep., Okt., Nov.).

Die größte Abweichung vom erwarteten Verhalten im Vergleich mit einer bodennahen Schallquelle weist der Sommer während der Schallausbreitung am Tag auf (siehe Abb. 2 rechts). Hier treten überraschend hohe Häufigkeiten von negativen Zusatzdämpfungen auf. Die Ursache hierfür liegt in den speziellen Wetterverhältnissen im Sommer des Jahres 2003. Anfang Juli stellte sich eine Großwetterlage ein, die bis weit in den August hinein stabil blieb. Europa stand in diesem Zeitraum durchgängig unter dem Einfluss eines starken Hochdruckgebietes. In den Nächten kam es zur Ausbildung einer starken Temperaturinversion, die am Tag als freie Inversion in höheren Atmosphärenschichten vorzufinden war und sich am Abend wieder senkte. Dadurch wurden die Schallstrahlen verstärkt in Richtung Erdoberfläche gebrochen, wo es zu einer Fokussierung und verstärkten Schallimmission kam.

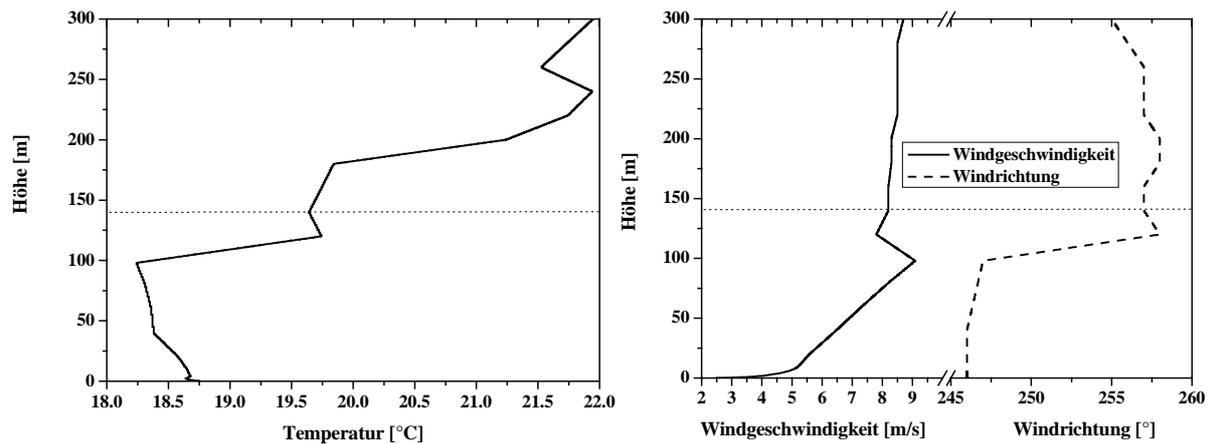


Abb. 3: Vertikales Temperaturprofil (links) und Windprofil (rechts) für den 01.07.2003 12:00 UTC in Lindenberg. Die gepunktete Linie markiert die Höhe der Schallquelle.

Liegt die Inversionsuntergrenze wie in Abbildung 3 (links) unterhalb der Schallquelle, wirkt das Temperaturprofil zunächst begünstigend auf die horizontale Schallausbreitung, das heißt, in der Mitwindrichtung werden die Schallstrahlen stärker in Richtung des Erdbodens refraktiert und in der Gegenwindrichtung wird die Aufwärtsrefraktion abgeschwächt und bei geringem Windeinfluss sogar umgekehrt. Abbildung 3 (rechts) zeigt die vertikalen Profile der Windrichtung und Windgeschwindigkeit. Auch hier lässt sich die Höhe der Inversionsgrenze ablesen, denn die Windgeschwindigkeit bleibt ab diesem Niveau annähernd konstant. Im Windrichtungsprofil kann man einen für solch eine meteorologische Situation typischen Windsprung erkennen.

Oberhalb der Inversionsschicht wird die Refraktion nur noch durch das Temperaturfeld bestimmt. Es kommt auf Grund des positiven Temperaturgradienten in der Abstrahlhöhe der Schallquelle in allen Richtungen zur Abwärtsrefraktion der Schallstrahlen. Dies führt bei den nahezu horizontal abgestrahlten Schallstrahlen zu einer Totalreflexion in der Atmosphäre oberhalb des Immissionsniveaus. Die reflektierten Strahlen liefern keinen Beitrag zum Schallintensitätspegel im bodennahen Immissionsniveau. Dieses Verhalten bewirkt in der Mitwindrichtung eine leichte zusätzliche Schalldämpfung.

In der Abbildung 4 ist eine horizontale Zusatzdämpfungskarte für die in Abbildung 3 gezeigten Vertikalprofile der Lufttemperatur und des Windvektors dargestellt. Die Verteilung der Zusatzdämpfungen entspricht dabei nicht der üblichen Verteilung für eine Schallausbreitung mit einer in Bodennähe liegenden Schallquelle (Ziemann et al., 2004a). Für eine bodennahe Schallausbreitung ist es typisch, dass eine Temperaturinversion eine negative Zusatzdämpfung in der Mitwindrichtung und in der Querwindrichtung bewirkt und damit zu einer Verstärkung des Schallintensitätspegels im Vergleich zu einem ruhenden ungeschichteten Medium führt. Bei einer Schallausbreitung von einer hohen Schallquelle zeigt sich jedoch ein anderes Verhalten. Da die nahezu horizontal abgestrahlten Schallstrahlen einer Totalreflexion oberhalb des Immissionsniveaus in der Atmosphäre unterliegen, durchqueren hier, im Gegensatz zu einer ungestörten Schallausbreitung, nicht alle Schallstrahlen das Immissionsniveau. Dieser Effekt führt zu einer leicht positiven Zusatzdämpfung in der Mitwindrichtung (Lärmabschwächung). Das Auftreten der Lärmverstärkung durch die Refraktion der Schallstrahlen in der Gegenwindrichtung lässt sich durch die Drängung der nach unten abgestrahlten Schallstrahlen in Quellnähe im Immissionsniveau begründen. Diese Schallstrahlen werden einmal an der Erdoberfläche reflektiert und dann vom Erdboden weg gebrochen. Der Übergang zwischen dieser Region und dem Schallschatten, welcher sich in rund einem Kilometer Abstand von der Schallquelle befindet, ist abrupt und erstreckt sich nur über wenige hundert Meter.

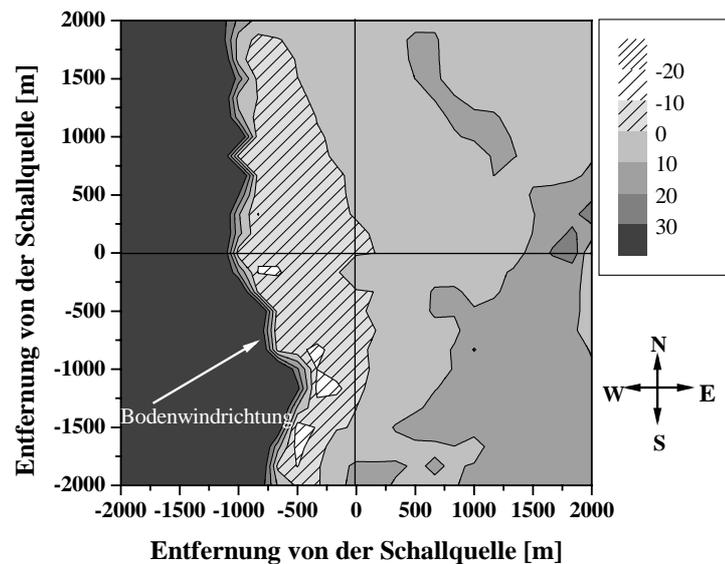


Abb. 4: Zusatzdämpfung [dB] (1000 Hz) für die Schallimmission in einer Höhe von 5 m bedingt durch den gekoppelten Einfluss von Atmosphäre und Boden. Die Schallquelle befindet sich im Punkt (0,0) in 140 m Höhe. Negative Zusatzdämpfungen stehen für eine Verstärkung des Schallintensitätspegels im Vergleich zu einer ungestörten Schallausbreitung und positive Zusatzdämpfungen für eine verminderte Schallimmission (Lindenberg 01.07.2003, 12:00 UTC).

5 Schlussfolgerungen und Ausblick

Ein Hauptergebnis der Untersuchungen ist eine Datenbank mit frequenzabhängigen Dämpfungspegeln bzw. Zusatzdämpfungen des Schallintensitätspegels durch den gekoppelten Atmosphäre-Boden-Einfluss für Immissionsorte bis 2000 m Entfernung von der Schallquelle für die meteorologischen Randbedingungen von einem repräsentativem Jahr am Standort Lindenberg.

Aus den bisherigen Auswertungen können zwei wichtige Schlussfolgerungen gezogen werden. Auf der einen Seite bestehen Unterschiede zwischen einer Schallausbreitung von einer bodennahen und einer höher gelegenen Schallquelle. Im Winter kommt es häufig vor, dass die hohe Schallquelle oberhalb der Inversionsgrenze liegt. Dadurch kommt es im Vergleich zu einer bodennahen Schallausbreitung zu einer erhöhten Häufigkeit positiver Zusatzdämpfungen. Um genauer festzustellen, wodurch diese Steigerung bestimmt wird, müssen weitere Häufigkeitsuntersuchungen zum Auftreten bestimmter Vertikalprofile (z.B. bodennahe Temperaturinversion, freie Inversion, Inversionsobergrenze) durchgeführt werden.

Andererseits wurde anhand der Statistiken (siehe Abb. 2) festgestellt, dass trotz einer Mittelwertbildung über drei Monate Abweichungen vom erwarteten Verhalten im Vergleich zur bodennahen Schallausbreitung auftreten. Bei der Bildung eines Monatsmittels sind diese Eigenheiten, besonders im Juli/August auf Grund der besonderen Wetterlage im Sommer 2003, noch größer. Um allgemeingültigere Aussagen treffen zu können, sind mehrere Jahre (mindestens 10) für die Station Lindenberg zu betrachten. Eine Mittelung der Dämpfungspegel über die Jahreszeiten würde dann eher einem repräsentativen, klimatologischen Mittelwert entsprechen.

Die Ergebnisse der Arbeit beziehen sich außerdem auf den Ort Lindenberg, der als repräsentativ für das deutsche Binnenland/Tiefland zu betrachten ist. Es ist darauf zu achten, dass diese Statistiken nicht für verschiedene Orte zu verallgemeinern sind, da regionale Unterschiede in den meteorologischen Eingangsdaten über das Jahr bestehen (z.B. Ziemann et al., 2004b). Mit einer regionalisierten Untersuchung sollten dementsprechend räumlich repräsentative Dämpfungsdatenbanken für verschiedene Standorte erstellt werden.

Danksagung

Hiermit danken wir für die finanzielle Unterstützung dieser Studie durch das Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen (LUA Essen, Werkvertrag Werkvertrag-Nr. 81/05, Auftrag Nr. 52096). Dem Deutschen Wetterdienst (DWD Meteorologisches Observatorium Lindenberg) danken wir für die Datenbereitstellung im Rahmen dieser Studie.

Außerdem danken wir Herrn Michael Wilsdorf und Frau Ina Weithäuser für die Unterstützung während der Auswertung des umfangreichen Datenmaterials.

Herrn Michael Bender danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- 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.
- Bolen, L.N. und Bass, H.E., 1981: Effects of ground cover on the propagation of sound through the atmosphere, *J. Acoust. Soc. Am.* 69, 950-954.
- 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..
- Delany, M.E. und Bazley, E.N., 1970: Acoustical properties of fibrous absorbent materials. *Applied Acoustics* 3, 105-116.
- DIN ISO 9316-1, 1996: Dämpfung des Schalls bei der Ausbreitung im Freien; Teil 1: Berechnung der Schallabsorption durch die Luft, Beuth-Verlag.
- DIN ISO 9613-2, 1999: Dämpfung des Schalls bei der Ausbreitung im Freien. Beuth-Verlag.
- Heimann und Salomons, 2004: Testing meteorological classifications for the prediction of long-term average sound levels. *Applied Acoustics* 65, 925-950.
- Kühner, D., 1993: Schallausbreitung im klimatologischen Mittel. *Fortschritte der Akustik: Plenarvorträge und Fachbeiträge der 19. Deutschen Jahrestagung für Akustik/DAGA 93*, 299-308.
- Orlanski, I. (1975), A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bulletin of the American Meteorological Society* 56(5), 527-530.
- 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, 303-306.
- Piercy, J.E., Embleton, T.F.W. und Sutherland, L.C., 1977: Review of noise propagation in the atmosphere. *J. Acoust. Soc. Am.* 61, 1403-1418.
- 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..
- Salomons, E.M., 2001: *Computational atmospheric acoustics*, Kluwer Academic Publishers, 335 S..
- VDI-2714, 1988: Schallausbreitung im Freien. VDI-Verlag, Düsseldorf, 18 S..
- Ziemann, A., 2003: Auswirkungen unterschiedlicher Schallausbreitungsmodelle auf die Lärmprognose. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 30, 61-72.
- Ziemann, A. und Balogh, K., 2004: Schallimmissionsprognose über einer schallharten Oberfläche. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 34, 59-70.
- Ziemann, A., Arnold, K. und Raabe, A., 2004b: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Abschlussbericht E/E91S/Y0922/X5144, 45 S..
- Ziemann, A. und Balogh, K., 2005a: Studie zum Einfluss hoher Schallquellen auf die Schallausbreitung. Zwischenbericht Werkvertrag-Nr. 81/05, Auftrag Nr. 52096, 2 S..
- Ziemann, A. und Balogh, K., 2005b: Studie zum Einfluss hoher Schallquellen auf die Schallausbreitung. Abschlussbericht zum Werkvertrag-Nr. 81/05, Auftrag Nr. 52096, 11 S..

Adresse:

Astrid Ziemann (ziemann@uni-leipzig.de), Kati Balogh (balogh@uni-leipzig.de)
Universität Leipzig, Institut für Meteorologie
Stephanstr. 3
04103 Leipzig

Regionale Unterschiede der Schallimmission durch den Einfluss von Wind und Temperatur

M. Wilsdorf, A. Ziemann und K. Balogh

Zusammenfassung

In dieser Studie wird ein Verfahren näher erläutert, welches im Rahmen einer Projektbearbeitung für die Bundeswehr entwickelt worden ist. Dieses Verfahren prognostiziert die Ausbreitung von Schießlärm unter besonderer Berücksichtigung der Einflüsse meteorologischer Verhältnisse (Schallwetter) und ermöglicht so die Prognose erhöhter Lärmbelastungen. Weiterhin ist mit diesem Verfahren auch eine regionale Einteilung eines Gesamtgebietes in schallklimatologisch ähnliche Teilgebiete möglich. Eine solche Untersuchung erfolgt durch die Analyse von Schalldruckpegeldämpfungskarten für eine Vielzahl von Atmosphärenstrukturen.

Im Wesentlichen stützt sich das Verfahren dabei auf zwei Komponenten, auf das Schallausbreitungsmodell **SMART** (Sound propagation model of the atmosphere using ray-tracing) und das Anwendungstool **MetaVIS** (Meteorological attenuation visualization).

Mit Hilfe des Modells SMART werden Schalldruckpegeldämpfungen berechnet, welche dann prognostische Aussagen zur Lärmbelastung an einem Ort zulassen. Die Darstellungssoftware MetaVIS bietet schließlich die Möglichkeit, eine aktuelle Schallausbreitungssituation analysieren und bewerten zu können. Die Bewertung kann aufgrund einer umfangreichen Datenbibliothek erfolgen. Nach Beendigung des Projektes kann dieses Verfahren vom Auftraggeber zu einer bewerteten ortsabhängigen Schallausbreitungsprognose unter Einbeziehung meteorologischer Parameter genutzt werden.

Abstract

In this study a method will be specified, which is developed in line of a project work for the Bundeswehr. This method predicts the propagation of shooting noise in particular consideration of the effects of meteorological conditions (weather of sound) and so allows the prediction of increased noise levels. Furthermore, with this method a regional classification of an area like Germany in sound climatologically similarly areas is possible by analysing maps of sound level attenuation for a multiplicity of structure of the atmosphere.

Basically the method bases on two parts, a model of sound propagation **SMART** (Sound propagation model of the atmosphere using ray-tracing) and an application software **MetaVIS** (Meteorological attenuation visualization).

By means of SMART the attenuation of the sound level will be calculated which approves statements about noise exposure at a certain place. The visualisation software MetaVIS offers finally the chance to analyse and to evaluate a present situation of sound propagation. The estimation can be carried out as a result of a large library of data. Upon completion of the project, the method will be used by the customer to predict the sound propagation dependent on location, namely with inclusion of meteorological parameters.

1. Einleitung

Die Lärmbelastung für die Menschen wird, gerade in den Städten und Ballungszentren, voraussichtlich immer mehr zunehmen. Vor allem die zunehmende Belastung durch Straßen- und Flugverkehr ist in der heutigen Zeit ein aktuelles Thema. So fühlen sich, nach einer bundesweiten Umfrage des Umweltbundesamtes unter mehr als 10000 Einwohnern (UBA, 2003), mehr als zwei Drittel der Befragten durch Lärm belästigt (Ziemann, 2003). Um dieser Ent-

wicklung Rechnung zu tragen, ist die Lärmemission über bestimmte Grenzwerte hinaus im Bundesimmissionsschutzgesetz sanktioniert worden. Damit ist ein Anlass für prognostische Untersuchungen zur Lärmausbreitung gegeben. Um eine Lärmbelastung feststellen zu können, ist es zunächst notwendig, die Schallimmission zu untersuchen und vorherzusagen.

In dieser Arbeit wird ein Verfahren vorgestellt, welches die Ausbreitung von Lärm (Schall) prognostizieren sowie eine gegebene Schallausbreitungssituation analysieren und bewerten kann. Dies beinhaltet zwei Aspekte: Erstens, die regionale Bewertung einer aktuellen oder modellierten Schallausbreitungssituation (Schallwetter), und Zweitens, den Vergleich gemessener Eingangsprofile (Eingangsdaten) mit standardisierten Profilen aus einer Datenbank (Prognosedaten). Damit wird dann eine Prognose des sog. Schallwetters möglich.

Das Verfahren ist in zwei Ebenen unterteilt. Die erste Ebene beinhaltet Berechnungen von Schalldruckpegeldämpfungen durch das Schallausbreitungsmodell SMART. Grundlage dieser Berechnungen sind Messungen von Temperatur und Wind durch Radiosondenaufstiege an 13 Standorten, in Schleswig, Greifswald, Emden, Bergen, Lindenberg, Essen, Fritzlar, Dresden, Meiningen, Idar-Oberstein, Kümmersbruck, Stuttgart und München. Diese Messungen sind nötig, da vor allem die Temperatur, die Windgeschwindigkeit und damit auch die Windrichtung einen großen Einfluss auf die Schallausbreitung, speziell auf die Schallstrahlenrefraktion haben (Pierce, 1989). In einer vereinfachten Form sind diese Einflüsse in der Abbildung 1 dargestellt.

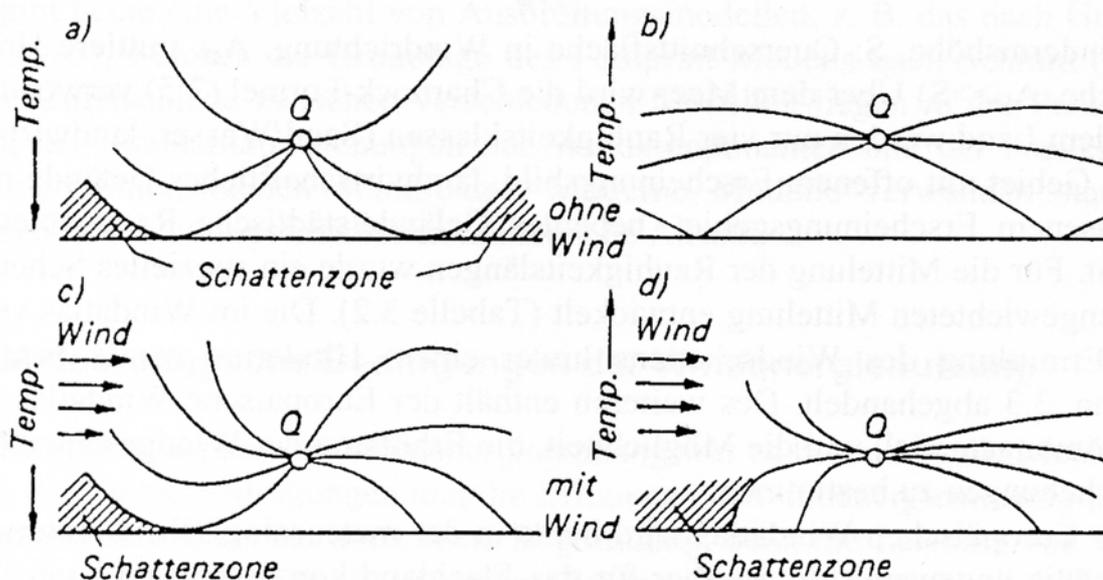


Abb. 1: Schallausbreitung in Bodennähe (VDI-2714,1988)

Aufgrund eines vorhandenen vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit kommt es in Mitwindrichtung zu einer Zunahme der effektiven Schallgeschwindigkeit mit der Höhe und in der Gegenwindrichtung zu einer Abnahme. Aufgrund dieses positiven Vertikalgradienten der effektiven Schallgeschwindigkeit in der Mitwindrichtung werden die Schallstrahlen im Mitwindbereich in Richtung der Erdoberfläche gekrümmt. In diesem Fall kommt es zu einer Verstärkungen des Schallpegels. Die Mitwindrichtung begünstigt somit die Schallausbreitung. Wenn nun die Temperatur mit der Höhe abnimmt, stellt sich ein negativer vertikaler Gradient der Schallgeschwindigkeit ein. Die Schallstrahlen werden von der Erdoberfläche weggekrümmt. Dadurch kommt es analog zur Schallausbreitung gegen den Wind, zur Ausbildung einer Schallschattenzone. Im Fall einer Inversion nimmt die Temperatur und somit auch die Schallgeschwindigkeit mit der Höhe zu. Die Schallstrahlen werden in Richtung des Erdbodens gekrümmt. Das bedeutet, ein positiver vertikaler Temperaturgradient begünstigt die

Schallausbreitung. Mit diesen vier Darstellungen ist jedoch eine konkrete Schallausbreitungssituation nicht erklärbar. Hierzu ist es nötig die Temperatur- und Windgradienten näher zu untersuchen. Der gekoppelte Einfluss dieser vertikalen Gradienten wird durch ein Profil nicht ausreichend beschrieben. Aus diesem Grund werden die Temperatur-, Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsprofile getrennt betrachtet (siehe Raabe et al., 1998).

Um statistisch gesicherte Aussagen über den Einfluss der Atmosphäre (vertikale Gradienten von Temperatur und Windvektor) auf die Schallausbreitung vornehmen zu können, ist es nötig, Messungen über einen hinreichend langen und damit klimatologisch relevanten Zeitraum auszuwerten. Diese Voraussetzung ist erfüllt, da die Radiosondendatenbank der 13 Standorte den Zeitraum von 1990 – 2000 umfasst.

Die zweite Ebene des Verfahrens wird durch die Darstellungssoftware MetaVIS begründet. 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.

2. Verfahren

2.1. Datengrundlage

Grundlage für dieses Verfahren sind Werte aus Radiosondenaufstiegen über einen klimatologisch relevanten Zeitraum. Für die dieser Arbeit wurden Daten aus Radiosondenaufstiegen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) für den Zeitraum 1990 bis 2000 (11 Jahre) verwendet. Die Radiosondendaten liefern für den Bereich vom Boden bis zur Tropopause (10 hPa) 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 Höheniveau die Parameter: Temperatur, Windgeschwindigkeit und Windrichtung.

Tabelle 1: Zusammenfassung der Datenverfügbarkeit vorhandener Datensätze für die ausgewählten Stationen von 1990 – 2000

Ort	Tag	% Tag	Nacht	% Nacht	Gesamt	gesamt %
Lindenberg	3842	100,0	3876	100,0	7718	100,0
München	3777	98,3	3749	96,7	7526	97,5
Essen	3754	97,7	3752	96,8	7506	97,3
Greifswald	3747	97,5	3745	96,6	7492	97,1
Stuttgart	3693	96,1	3693	95,3	7386	95,7
Dresden	3685	95,9	3028	78,1	6713	87,0
Schleswig	3612	94,0	3597	92,8	7209	93,4
Meiningen	3599	93,7	3608	93,1	7207	93,4
Kümmersbruck	2601	67,7	2494	64,3	5095	66,0
Idar-Oberstein	2420	63,0	3000	77,4	5420	70,2
Emden	2279	59,3	2317	59,8	4596	59,5
Bergen	1892	49,2	1192	30,8	3084	40,0
Fritzlar	519	13,5	1185	30,6	1704	22,1
Summe	39420		39236			

Ausgewertet wurden die Beobachtungen zu den Hauptterminen um 0 (Nacht) und 12 Uhr UTC (Tag), um jeweils für Tag und Nacht repräsentative Daten zu verwenden.

Bearbeitet wurden die Radiosondendaten für die oben erwähnten 13 Standorte, welche repräsentativ das gesamte Untersuchungsgebiet abdecken.

Um statistisch gesicherte Daten zu verwenden, wurde zunächst für jeden Standort der Umfang des zur Verfügung stehenden Datenmaterials geprüft. In Tabelle 1 erkennt man in der linken Spalte die 13 Standorte und rechts davon die jeweilige Datenverfügbarkeit. Der Maximalwert der Datenmenge wäre 365 Tage mal 11 Jahre, also 4015.

Zur Datenverfügbarkeit ist noch anzumerken, dass keine markanten Unterschiede zwischen der Beobachtungsdichte am Tag und in der Nacht vorliegen (s. Tabelle 1). Es wurde aber festgestellt, dass die Datenverfügbarkeit innerhalb des ausgewählten Zeitraumes (1990-2000) zum Teil sehr starken zeitlichen Schwankungen unterworfen ist. So liegen an einigen Radiosondenstationen für die Jahre von 1990 bis 1993 bzw. 1996 (Bergen) nur wenige oder keine Daten vor. Erst zum Ende des Untersuchungszeitraumes wurde an diesen Stationen eine nahezu vollständige Beobachtung realisiert. Ein besonders negatives Beispiel ist Fritzlar. Die Datenmenge dieser Station liegt im Vergleich zu dem Ort mit der größten Datenverfügbarkeit (Lindenberg) nur bei etwas mehr als 20%. Dieser Umstand muss bei vergleichenden Untersuchungen berücksichtigt werden.

2.2. Schallstrahlenmodell SMART

Bei dem zweidimensionalen Schallstrahlenmodell SMART kann ausgehend von einer Schallquelle, von der ein Schallstrahlenbündel ausgesandt wird, unter Verwendung des Refraktionsgesetzes die zurückgelegte Schallstrecke verfolgt werden.

SMART wendet 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).

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 die gesamte auftreffende Schallenergie reflektiert, wohingegen an einem schallweichen Boden die Energie reflektiert und absorbiert wird (Balogh und Ziemann, 2005). Die hier angewendete Version des Schallstrahlenmodells SMART rechnet mit einem schallharten Boden.

Um die Dämpfung des Schallpegels zu berechnen ist folgendermaßen vorzugehen. Der Schallintensitätspegel verhält sich umgekehrt proportional zum Querschnitt einer Schallstrahlenröhre, die sich im zweidimensionalen Fall aus 2 Schallstrahlen mit einem sehr kleinen Emissionswinkelunterschied zusammensetzt. Die Änderung des Schallintensitätspegels (Schalldämpfungspegel) im Immissionshöheniveau z_i 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 (s. u.a. Brekhovskikh und Godin, 1992; Salomons, 2001; Ziemann, 2003). Aus diesem Grund kann die Berechnung der Schalldämpfungspegel in Abhängigkeit von der Entfernung zur Schallquelle allein mit Hilfe geometrischer Größen aus der zweidimensionalen Schallstrahlensimulation erfolgen.

Die Darstellung zur Schalldämpfungsbestimmung in Ziemann et al. (2002, Gl. 9) ist für eine homogene Atmosphäre entwickelt worden, wobei die Dämpfung L_{DI} des Schallintensitätspegels I_i bezogen auf einen Referenzpegel I_{ref} bestimmt wird aus:

$$L_{DI} = -10 * \log \left(\frac{I_i}{I_{ref}} \right) \quad (1)$$

Für die Referenzwerte I_{ref} wird ein horizontaler Abstand von 1 m von der Schallquelle gewählt (Balogh und Ziemann, 2005). Als Emissionsniveau wurde die Erdoberfläche gewählt, das Immissionsniveau wurde in einer Höhe von 2 m über dem Boden festgelegt, wobei die da-

für benötigten Werte der meteorologischen Größen durch lineare Interpolation gewonnen wurden.

Die gewonnenen Dämpfungspegelwerte werden nun auf Entfernungsintervalle in einem konstanten Abstand von der Schallquelle aufgeteilt (250-500 m, 500-750 m,...). Eine logarithmische Mittelung von Pegelwerten wird durchgeführt, wenn mehrere Werte (Schallröhren) in einem Intervall vorkommen. Das Ergebnis der Berechnungen sind dann Schalldämpfungspegelwerte pro Abstandsintervall.

Eine horizontale (x-y) Schalldämpfungskarte entsteht durch die zweidimensionale (x-z) Berechnung der Schallstrahlen und Schalldämpfungspegel entlang verschiedener horizontaler Blickrichtungen von der Schallquelle zum Immissionsort.

2.3. Klassen und Klasseneinteilung

Der meteorologische Einfluss auf die Schallausbreitung wird maßgeblich durch die vertikalen Gradienten der Temperatur und des Windvektors bestimmt. Da dieser gekoppelte Einfluss der vertikalen Gradienten nicht durch ein Profil ausreichend beschrieben werden kann, werden die Temperatur-, Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsprofile getrennt betrachtet (siehe Raabe et al., 1998). 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 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).

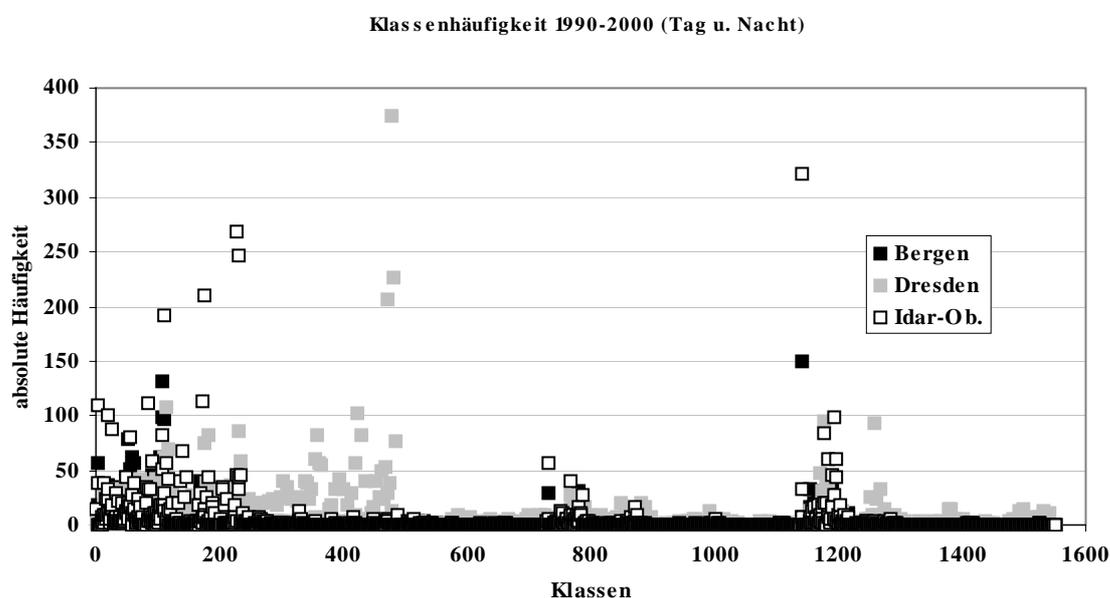


Abb.2: Vergleich der absoluten Häufigkeit des Auftretens der Schallausbreitungsklassen an drei ausgewählten Standorten für den Zeitraum 1990-2000

Die Abbildung 2 zeigt deutlich, dass das Auftreten der Schallausbreitungsklassen an den verschiedenen Orten keinesfalls gleichverteilt ist und sich vor allem regional unterscheidet.

Somit ist diese Verfahren sehr gut für eine regionale Einteilung eines bestimmten Gebietes (z.B. der Bundesrepublik Deutschland) in schallklimatologische Einheiten einsetzbar. Das be-

deutet eine Einteilung in Gebiete, in denen unter bestimmten atmosphärischen Einflüssen annähernd die gleichen Schallausbreitungsbedingungen herrschen.

Untersuchungen haben weiterhin gezeigt, dass neben den regionalen Unterschieden auch Abhängigkeiten bezüglich der Tageszeit (0 UTC oder 12 UTC) und der Jahreszeit, bestehen.

2.4. Regionalisierung

Eine Regionalisierung der Schallklimatologie kann im Rahmen dieses Verfahrens auf zwei unterschiedliche Arten, entweder durch eine statistische Analyse des Auftretens der Schallausbreitungsklassen oder durch die Untersuchung der Schalldruckpegeldämpfungskarten, realisiert werden. Die erste Möglichkeit soll im Rahmen dieser Arbeit nur kurz erläutert werden.

Sie besteht darin, dass für jeden Ort die Summe der Differenzen zwischen den jeweiligen Zahlen des Auftretens der Klassen gebildet wurde:

$$\sum_{i=1}^{1551} [Klasse_j - Klasse_k]_i \quad (2)$$

Diese Summen stellen ein Maß dafür dar, wie ähnlich sich zwei Orte bezüglich des Auftretens der Schallausbreitungsklassen sind: je kleiner diese Summe ist, desto ähnlicher sind sich zwei Orte bezüglich der Schallklimatologie.

Die zweite Möglichkeit umfasst die statistische Analyse der Schalldruckpegeldämpfungskarten. Im Rahmen einer solchen Untersuchung kann dann geklärt werden, ob sich zwei geographisch unterschiedliche Gebiete schallklimatologisch ähnlich sind. Dies wäre dann der Fall, wenn sich die Schalldruckpegelverteilungen zwischen beiden Gebieten hinsichtlich ihres zeitlichen (Tageszeit und Jahreszeit) Auftretens nicht signifikant unterscheiden.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1. Analyse der Schalldruckpegelverteilungen

Für alle zur Verfügung stehenden Daten wird zunächst die Gesamtschalldruckpegeldämpfung mit dem Schallstrahlenmodell SMART in einem Gebiet von 15 km um den Emissionsort bestimmt.

Der Einfluss der Atmosphäre auf die Schallausbreitung wird besser sichtbar, wenn statt der Gesamtschalldruckpegeldämpfung (infolge Kugelwellendivergenz) nur der durch die Refraktion (infolge des Gradienten der effektiven Schallgeschwindigkeit) des Schalls verursachte Anteil betrachtet wird (meteorologisch bedingte Zusatzdämpfung).

Die Verteilungen der Dämpfung des Schalldruckpegels wurden über einen Zeitraum von elf Jahren (1990-2000) für die einzelnen Monate, für die einzelnen Jahreszeiten bzw. die gesamten Jahre arithmetisch gemittelt. Weiterhin ist eine Unterscheidung bei der Untersuchung der einzelnen Orte nach der Tageszeit (Tag (12:00), Nacht (0:00) sowie Tag und Nacht (Mittelwert aus Tag und Nacht)) vorgenommen worden. Die berechneten Werte aus einem kartesischen Koordinatensystem wurden mit Hilfe eines Krigingverfahrens (Interpolationsverfahren mit Microcal Origin™) dargestellt (s. Abb. 3, 4, 5).

Die Farbwahl in den Darstellungen ist die folgende: schwarz und dunkle Graustufen in den Dämpfungskarten stehen für kleine Schalldruckpegeldämpfungen, je heller die Graustufen werden, desto höher sind die Schalldruckpegeldämpfungen.

Darstellungen wie die in Abbildung 3 lassen Aussagen über eine schallklimatologische Unterscheidung oder Ähnlichkeit von Ortschaften und Gebieten zu. Diese Karten ermöglichen aber auch Rückschlüsse auf den Einfluss meteorologische Parameter auf die Schallausbreitung. Von einer Schallquelle ausgehende Schallstrahlen werden in Mitwindrichtung zum Erdboden

hin und in Gegenwindrichtung vom Erdboden weg gebrochen (s. z.B. Balogh et al., 2004). Deutlich sind in Mitwindrichtung der Schallquelle die dunkleren Graustufen zu erkennen (vgl. Abb. 3). Solche Graustufen stehen für eine geringere Dämpfung und damit für eine höhere Schallimmission.

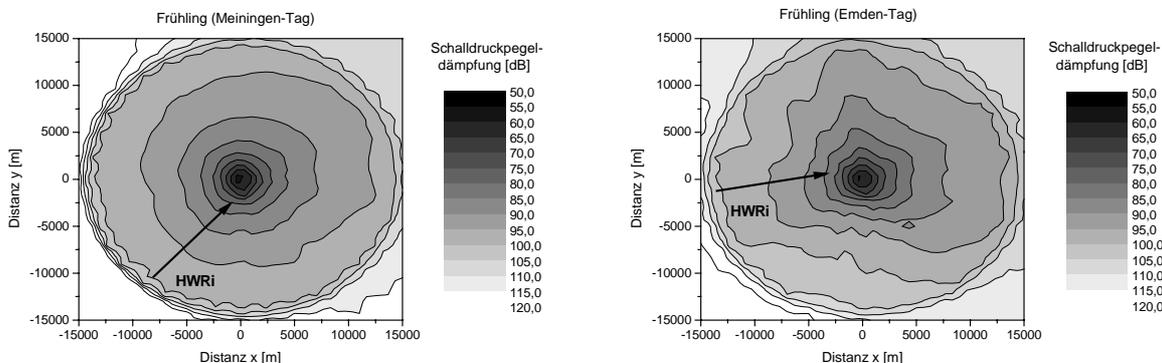


Abb.3: Vergleichende Darstellung der Schalldruckpegeldämpfungen im Frühjahr (März, April, Mai) der Orte Meiningen (Hauptwindrichtung SW) und Emden (Hauptwindrichtung W) für den Zeitraum 1990-2000 (Schallquelle im Zentrum) (Wilsdorf et al., 2005).

Des weiteren gelangt man bei einem Vergleich der Jahreszeiten zu der Erkenntnis, dass besonders im Frühjahr und Sommer höhere Dämpfungen des Schallpegels auftreten. Im Herbst und Winter sind im untersuchten Zeitraum deutlich geringere Dämpfungen zu verzeichnen (s. Abb. 4).

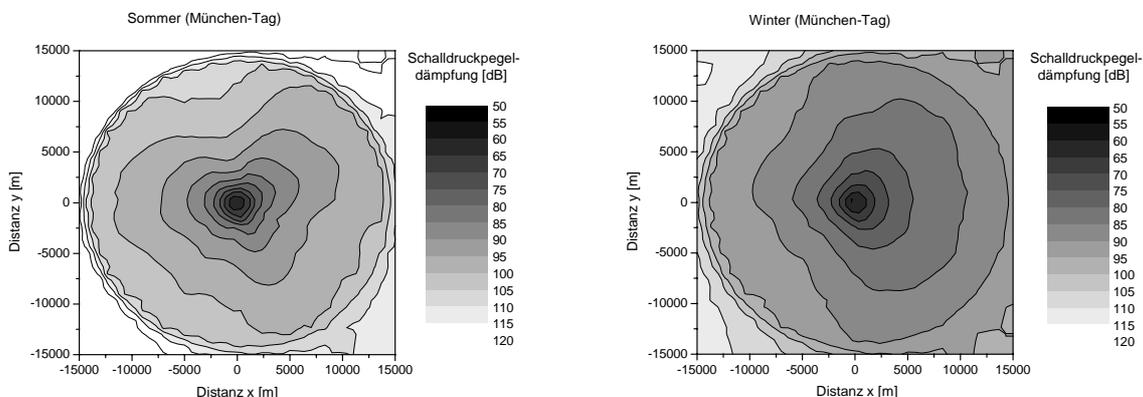


Abb.4: Vergleichende Darstellung der Schalldruckpegeldämpfungen im Sommer (Juni, Juli, August) und im Winter (Dezember, Januar, Februar) für den Ort München im Zeitraum 1990-2000 (Schallquelle im Zentrum) (Wilsdorf et al., 2005).

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 zur Erdoberfläche in Richtung Erdoberfläche gebrochen. Das bedeutet eine geringere Dämpfung und damit eine größere Schallimmission (s. z.B. Balogh et al., 2004).

Um den Einfluss der Atmosphäre zu verdeutlichen, werden für jeden verfügbaren Datensatz die meteorologisch bedingten Zusatzdämpfungen berechnet. Dies geschieht, indem man die Schalldruckpegeldämpfung für eine Atmosphäre ohne Vertikalgradient bestimmt und diese von den ermittelten Dämpfungen abzieht.

Stellvertretend sind diese meteorologisch bedingten Zusatzdämpfungen für die Orte Greifswald und Meiningen in Abbildung 5 dargestellt.

Man erkennt wiederum deutlich die Hauptwindrichtung beider Orte und die damit verbundene geringere Dämpfung in Mitwindrichtung.

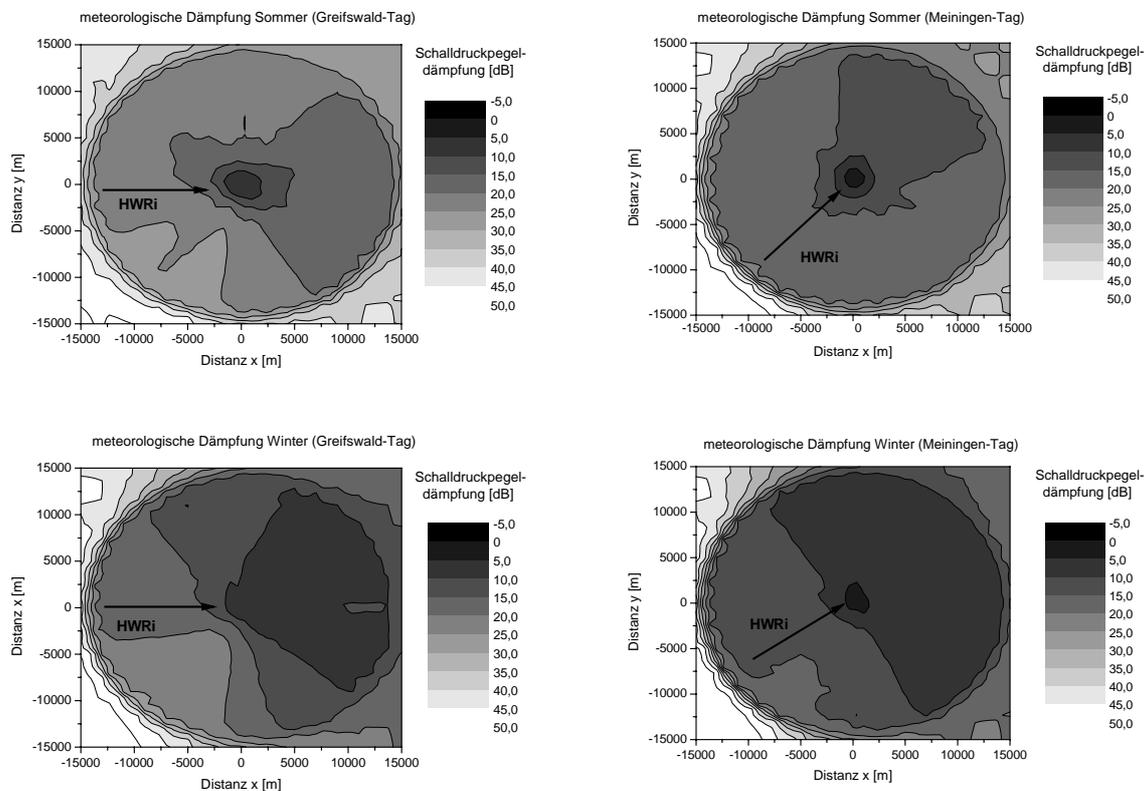


Abb.5: Vergleichende Darstellung der meteorologisch bedingten Zusatzdämpfungen für die Orte Greifswald und Meiningen im Sommer und Winter für den Zeitraum 1990-2000 (Schallquelle im Zentrum) (Wilsdorf et al., 2005).

Weiterhin erkennt man bei beiden Orten die geringeren Dämpfungen im Winter im Vergleich zum Sommer und die deutlichen regionalen Unterschiede zwischen den Orten.

An der Weiterentwicklung des Schallstrahlenmodells SMART ist wird gearbeitet. So soll zukünftig der Einfluss der Turbulenz in das Modell einbezogen werden. Auch die Abgrenzungskriterien für die Regionalisierung werden weiterentwickelt.

3.2. Visualisierungsoberfläche MetaVIS

Mit dem Visualisierungstool MetaVIS kann eine Datenbank in einem Routineverfahren für die Prognose des Schallwetters angewendet werden. Die hier zugrunde liegende Datenbank besteht aus 1551 Dämpfungskarten für alle Schallausbreitungsklassen für die Schallausbreitung über einer schallharten Oberfläche mit multiplen Bodenreflexionen. Die in MetaVIS implementierte Bewertung einer Schallausbreitungssituation erfolgt einerseits über die statistische Beurteilung der Wettersituation an einem Ort (Häufigkeit des Auftretens einer Profilkategorie) und andererseits über die Kennzeichnung kritischer Gebiete mit einer verstärkten Schallimmission (s. Ziemann et al., 2004).

Für die Berechnung des Schalldämpfungsfeldes werden die aerologischen Messdaten der Temperatur, der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung benötigt, um mit Hilfe dieser Gradienten die Schallausbreitungssituation einer der 1551 möglichen Schallausbreitungsklassen zuzuordnen.

Um eine Schalldämpfungskarte zu den geographischen Gegebenheiten eines Ortes zuordnen zu können, wurde in der Expertenversion von MetaVIS das Einlesen einer Karte in einem Grafikformat ermöglicht (s. Abb.6)

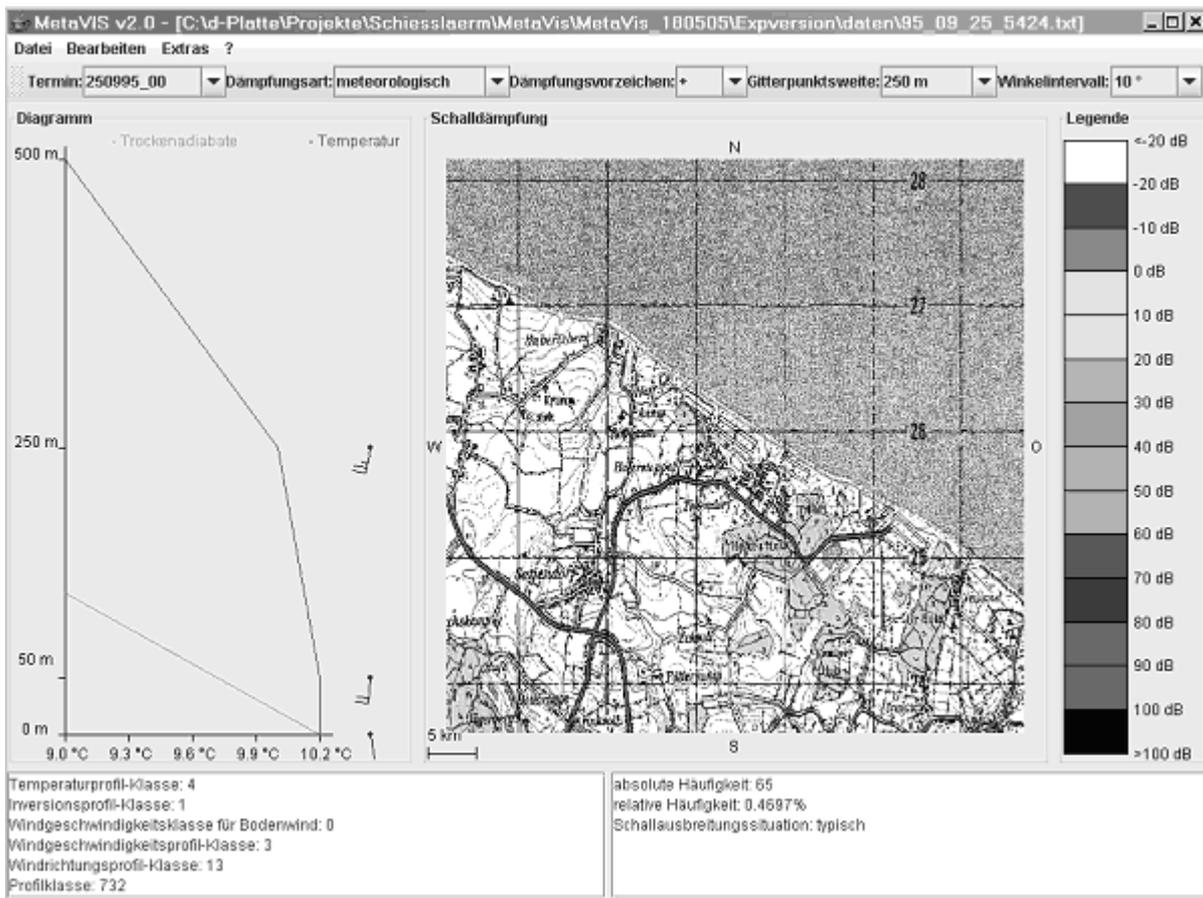


Abb.6: Screenshot MetaVIS-Vollversion mit geographischer Karte

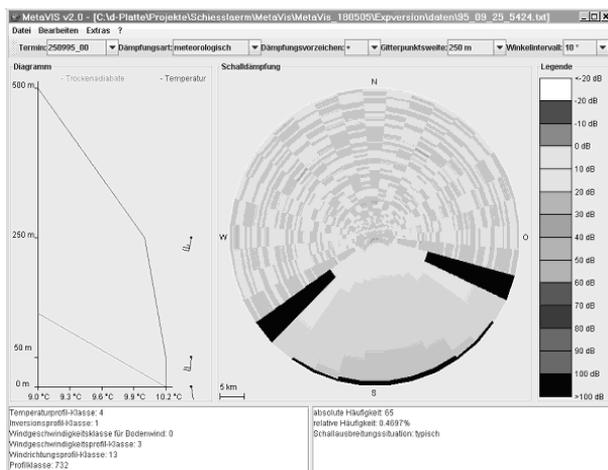


Abb.7: Screenshot MetaVIS-Vollversion mit Schalldämpfungskarte.

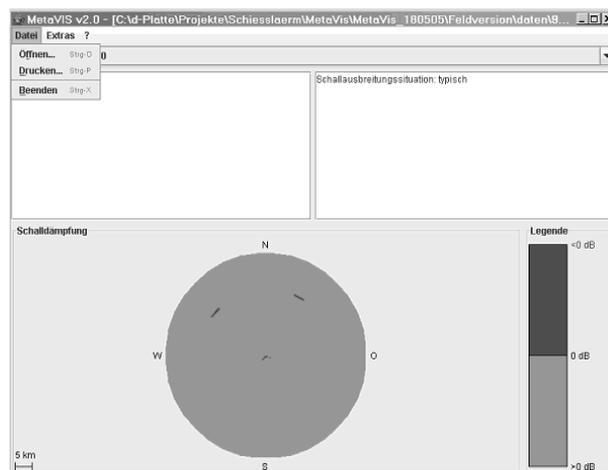


Abb.8: Screenshot MetaVIS-Version für Feldeinsatz.

Diese Darstellungssoftware existiert in einer Experten- und einer Feldversion, wobei die Feldversion (s. Abb.8) eine reduzierte Form der Expertenversion (s. Abb.7) ist. Sie wurde speziell für den Außeneinsatz von Messtrupps bei der Bundeswehr entwickelt. Beide Abbil-

dungen zeigen eine bestimmte Schallausbreitungssituation, wobei bei der Feldversion die Funktionen auf das nötigste beschränkt sind.

In der Feldversion lassen sich vorhandene Dateien mit meteorologischen Daten öffnen und in MetaVIS einlesen. Es wird die dazugehörige Profilkategorie mit einer Bewertung (z.B. typische Schallausbreitungssituation) angezeigt. In der Schalldämpfungskarte wird nur zwischen Bereichen ohne Lärmverstärkung (grau, meteorologische Dämpfung >0 dB) und mit größerer Schallimmission durch den gekoppelten Atmosphäre-Boden-Einfluss unterschieden (schwarz, meteorologische Dämpfung ≤ 0 dB). In der Expertenversion sind sämtliche Funktionen und Statistiken abrufbar. So werden z.B. im Hauptfenster von MetaVIS (vgl. Abb.7) die vertikalen Profile der Temperatur und des Windvektors sowie die atmosphärische Dämpfung dargestellt. Mit dieser Software ist es dem Anwender möglich, aktuelle Schallausbreitungssituationen darzustellen und an Hand umfangreicher Datenbanken zu analysieren.

Auch die Entwicklung der Darstellungssoftware MetaVIS geht weiter. So werden derzeit die Statistik-Datenbanken in ihrem Umfang erweitert. Weiterhin wird daran gearbeitet die Darstellung des Programms sowie seine Anwenderfreundlichkeit zu verbessern.

4. Danksagung

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

5. Literatur

- Balogh, K., Ziemann, A., Arnold, K., Raabe, A., 2004: Meteorologischer Einfluss auf die Schallausbreitung in einem bestimmten Gebiet, Tagungsbericht DACH, Karlsruhe
- Balogh, K. und 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
- 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..
- 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, 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., Arnold, K. und Ziemann, A., 2000: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Abschlußbericht zum Auftrag E/F360/X5144, 46 S..
- Salomons, E.M., 2001: Computational atmospheric acoustics, Kluwer Academic Publishers, 335 S..
- UBA, 2003: Seite im Internet unter: <http://www.umweltbundesamt.de/uba-info-presse/presse-information/pd12602.htm>
- VDI 2714, 1988: Schallausbreitung im Freien, Beuth Verlag, Berlin
- 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
- Ziemann, A., Arnold, K. und Raabe, A., 2002: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Zwischenbericht zum Auftrag E/F360/X5144

- Ziemann, A., 2003: Auswirkungen unterschiedlicher Schallausbreitungsmodelle auf die Lärmprognose, Wiss. Mitt. aus dem Institut für Meteorologie der Universität Leipzig 30, 61-72.
- Ziemann, A., Arnold K und Armin R., 2004: Berücksichtigung atmosphärischer Schallausbreitungsbedingungen bei Messungen und Prognose von Schießlärm. Abschlussbericht zum Auftrag E/F360/X5144
- Ziemann, A., Balogh, K., Pittelkau, A., Arnold K und Armin R., 2004: An operationally applicable tool for sound immission evaluation including the atmospheric excess attenuation of sound. Tagungsband CFA/DAGA, Straßburg

Adressen der Autoren

Michael Wilsdorf (mwils@uni-leipzig.de)
Astrid Ziemann (ziemann@uni-leipzig.de)
Kati Balogh (balogh@uni-leipzig.de)
Institut für Meteorologie
Universität Leipzig
Stephanstraße 3
04103 Leipzig

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Vorhersageverbesserung des Windes im Küstenbereich

R. Viertel, G. Tetzlaff

Zusammenfassung

Nachdem der weitere Ausbau der Stromerzeugung aus Windenergie an Land an seine Grenzen stösst, rücken die küstennahen Bereiche der Seegebiete in den Mittelpunkt der Planungen. Aufgrund seiner Komplexität sind die Vorhersagen der relevanten Größen im Zeitbereich bis 48 Stunden in diesen Gebieten oftmals ungenau. Mittels systematischer Vergleiche von Prognosen und Messreihen meteorologischer Größen wurde untersucht, ob sich charakteristische Muster der Abweichung der Windprognose von der Messung in Abhängigkeit meteorologischer Größen und Prognosezeit finden und sich die Abweichungen verringern lassen.

Summary

After the further development of the generation of current by wind energy on land areas is pushed to the borders the near-shore areas of the see regions moves into the center of plannings. Because of the complex behavior of such areas the prediction of the required meteorological values often becomes uncertain within the forecast range of 48 hours. Measurements of meteorological values and forecasts were compared systematically. By means of this comparisons it was examined, whether characteristical pattern of the deviation between measurements and forecasts, dependent on other meteorological values and forecast time, can be found. The possibility to reduce this deviations was verified.

1 Einleitung

Der mittlere Wind in der unteren Atmosphärenschicht über dem Meer unterscheidet sich gegenüber Landflächen durch eine höhere Geschwindigkeit, eine stärkere Zunahme mit der Höhe, einen schwächeren Tages- sowie einen ausgeprägteren Jahresgang. Dadurch sind die Meeresflächen für die Windenergienutzung interessant. Diese Tatsache spiegelt sich in den enormen Anstrengungen wider, die in vielen europäischen Ländern hinsichtlich der Planung und Errichtung von Windparks auf dem Meer (offshore) unternommen werden; trotz der im Vergleich zu Landstandorten (onshore) wesentlich höheren Kosten für die Errichtung, die Netzanbindung und den Betrieb der Windenergieanlagen (WEA). Beispielweise wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) bis dato mehrere Windparks mit teilweise einigen hundert WEA mit bis zu 5 MW Nennleistung genehmigt; weitere Genehmigungen sind beantragt. Da die Windleistung von der Windgeschwindigkeit in der dritten Potenz beeinflusst wird (Kaltschmitt et al., 2003), ist vor allem bei der angestrebten Nutzung der Windenergie in diesen Größenordnungen eine möglichst genaue Vorhersage des Windes im Zeitbereich bis mindestens 48h für die Energieversorger von großer Bedeutung.

Im meteorologischen Sinne umfasst das küstennahe Gebiet einen Bereich von etwa 100 km offshore bis etwa 100 km onshore. Damit erfordert das Verständnis der Meteorologie im Küstenbereich Kenntnisse der Wechselwirkungen zwischen den atmosphärischen Grenzschichten über Meer und Land, der Luft-Meer Wechselwirkungen, der großräumigen atmosphärischen Dynamik und der Zirkulation des küstennahen Meeres. Damit verbunden sind am Übergang

Meer-Land die Entwicklung kleinräumiger Zirkulationsmuster, die Bildung interner Grenzschichten und die Ausbildung von Konvektionszellen, aus denen Wolkenfelder hervorgehen können, um nur einige Beispiele zu nennen (Rogers, 1995). Diese Effekte sind ähnlich wie kleinere orografische Strukturen meist subskalig und zusätzlich von der Tages- und Jahreszeit und der synoptischen Situation abhängig und stellen somit auch erhöhte Ansprüche an die numerischen Wettervorhersagemodelle, die nur bei möglichst genauer Kenntnis der Beschaffenheit der Erdoberfläche die relevanten Prozesse mit der nötigen Genauigkeit beschreiben können. Die operationell eingesetzten numerischen Wettervorhersagemodelle können derzeit diese Strukturen nicht hinreichend genau auflösen. Damit können die Prognosen der Windgeschwindigkeit ungenau und die Anforderungen der Windenergienutzung nicht zuverlässig erfüllt werden.

Um Auswirkungen vor allem kleinräumiger orographischer Effekte auf die prognostizierte Größe zu berücksichtigen und damit etwaige systematische Fehler zu beheben, wird in der Wettervorhersage im Allgemeinen die sogenannte 'Model Output Statistics'-Methode (MOS) verwendet. Dabei werden auf der Grundlage linearer Regressionsgleichungen lokale Messwerte meteorologischer Größen mit den Modellwerten verknüpft. Bedingung für dieses Verfahren sind längere belastbare lokale Beobachtungsreihen der meteorologischen Größen, die im besten Fall mehrere Jahre, mindestens aber ein Jahr umfassen sollten. Aus der MOS-Methode ergeben sich für verschiedene Gebiete und Prognosemodelle unterschiedliche Regressionsgleichungen. Weitere als statistische Postprozessoren angewandte Verfahren sind neuronale Netze und adaptive MOS-Methoden (Mönnich, 2000).

Obwohl der küstennahe Bereich als ein relativ großes Gebiet definiert ist und damit verbunden auch eine große Anzahl meteorologischer Besonderheiten zu beobachten sind, soll sich nachfolgend, vor allem aus Gründen der Verfügbarkeit von Messdaten, vorwiegend auf den Bereich 'offenes Meer' bezogen werden.

2 Die Forschungsplattform FINO1

Ziel des vom Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) finanzierten Projektes FINO (Forschungsplattformen in Nord- und Ostsee) ist die Gewinnung weiterer Erkenntnisse über mögliche Auswirkungen der Errichtung und des Betriebes von Offshore-Windenergieanlagen auf die marine Flora und Fauna. Dazu werden auf der ersten errichteten Forschungsplattform FINO1 umfangreiche physikalische, hydrologische, chemische und biologische Messungen durchgeführt. Die dort gewonnenen Daten und Ergebnisse sollen sowohl für die Genehmigungsbehörden als auch für Entwickler und mögliche Betreiber von Offshore-Windenergieanlagen wichtige Erkenntnisse liefern (Germanischer Lloyd - Windenergie, 2002). Nachfolgend wird der Messaufbau kurz beschrieben und der Umfang der Messdaten dargelegt.

2.1 Konstruktion und meteorologische Instrumentierung

Die Forschungsplattform FINO1 befindet sich ca. 45 Kilometer nördlich der Insel Borkum (54°0'52"N; 6°35'16"E). Die Wassertiefe beträgt etwa 28 Meter. Das Plattformdeck der Messeinrichtung misst 16 x 16 m² und ruht in ca. 20 m über NN auf einer Tragstruktur aus Stahlrohrelementen. Auf dem Plattformdeck befinden sich ein Helikopter-Landedeck, verschiedene Container und technische Infrastruktur sowie der 80 m hohe meteorologische Messmast als Stahlgitterkonstruktion (siehe Germanischer Lloyd - Windenergie, 2002). Die Messgeräte zur Erfassung der meteorologischen Größen wurden an Auslegern am Messmast angebracht. Die Ausleger der Schalenstern-Anemometer (SSA) sind in Richtung 135° (SO) angebracht; die Turmkonstruktion

befindet sich demnach in Richtung 315° (NW) zum Messgerät. In Tabelle 1 sind die wesentlichen Größen der Anbringung der Schalenstern-Anemometer gerundet zusammengestellt. Die Ultraschall-Anemometer (USA) sind an der gegenüber liegenden Seite des Mastes angebracht; der Turm befindet sich in Richtung 135° (SO). Das Anemometer in 100 m ist am oberen Ende der Mastkonstruktion zentral montiert. In den Hauptwindrichtungen befinden sich Blitzableiter in etwa $0,7\text{ m}$ Abstand zum Messgerät.

Tabelle 1: Position der Schalenstern-Anemometer am Messmast von FINO1 (Werte gerundet)

Höhe (über NN) m	Seitenlänge Mast m	Entfernung (Messgerät-Mast) m	Mast in Richtung von - bis °	Gesamtwinkel ($\pm 30^\circ$) °
20	4,00			
30	3,60	6,55	309 - 339	279 - 009
40	3,25	6,60	310 - 337	280 - 007
50	2,85	5,55	306 - 335	276 - 005
60	2,50	4,50	309 - 339	279 - 009
70	2,10	4,00	310 - 339	280 - 009
80	1,75	3,00	304 - 336	274 - 006
90	1,35	3,00	302 - 328	272 - 358
100	1,00			

Für die Messung der Windgeschwindigkeit wurden Schalenstern-Anemometer des Typs Vektor A100-LM-WR-PC3 von Vector Instruments Ltd und Ultraschall-Anemometer vom Typ Windmaster R3-50 von Gill Instruments Ltd verwendet. Die Windrichtung wurde mit Geräten vom Typ Thies Wind Vane Classic der Adolf Thies GmbH & Co. KG bestimmt. Die Bestimmung der Lufttemperatur erfolgte in 70 m mit einem Widerstandsthermometer Pt100, in 50 m mit einem Thies Hygro-Thermo Transmitter und in 40 m mit einem Thies Thermo Transmitter, letztere von der Adolf Thies GmbH & Co. KG.

Von FINO1, veröffentlicht von Deutsches Windenergie Institut GmbH (DEWI), liegen seit April 2004 offizielle Ergebnisse der meteorologischen Messungen mit Beginn Januar 2004 vor. Das Mittelungsintervall beträgt 10 Minuten. Für das erste Quartal 2004 sind die Windgeschwindigkeiten, gemessen mit Schalenstern-Anemometern, von 30 m bis 100 m (im 10m-Intervall), die Minimal- bzw. Maximal-Werte des Mittelungszeitraumes sowie die entsprechenden Standardabweichungen (SD) verfügbar. Weiterhin die Werte der Lufttemperatur in 40 m , 50 m und 70 m , der Windrichtung und der relativen Luftfeuchte in 30 m und 90 m . Zusätzlich sind Niederschlag in 20 m und 90 m , Luftdruck in 20 m (in den Datensätzen als Luftdruck in 90 m ausgewiesen) und Global-Strahlung in 30 m Höhe abrufbar. Ab April 2004 sind in den Datensätzen die mittleren Windrichtungen in 50 m und 70 m und ab Mai zusätzlich die maximalen Windrichtungen während des Mittelungszeitraums dieser Höhen enthalten. Für die Monate April bis Juli 2004 sind darüber hinaus die 10m-Mittelwerte für mittlere, maximale und minimale Werte sowie die Standardabweichung der Windgeschwindigkeit und ebenso die mittlere Windrichtung, basierend auf Messungen mit Ultraschall-Anemometern, der Höhen 40 m , 60 m und 80 m verfügbar. Derzeit sind die Messungen bis einschließlich Mai 2005 abrufbar.

2.2 Datenqualität

Der Einfluss der Konstruktion auf die Bestimmung der Windgeschwindigkeit mit den SSA wird am Beispiel des Verhältnisses der in 100 m und 90 m während der Monate Oktober und November 2004 gemessenen Werte (Abbildung 1) deutlich. Eine sehr starke Strömungsbeeinflussung der Messgeräte durch den Mast wird im Richtungsbereich zwischen ca. 280° und 350° deutlich. Ähnliche Effekte sind demnach auch bei den Messungen der USA im Bereich zwischen 100° und 170° zu erwarten. Weiterhin wird auch der Einfluss der an der Spitze des Messmastes in den Hauptwindrichtungen montierten Blitzableiter auf die Messung in 100 m deutlich.

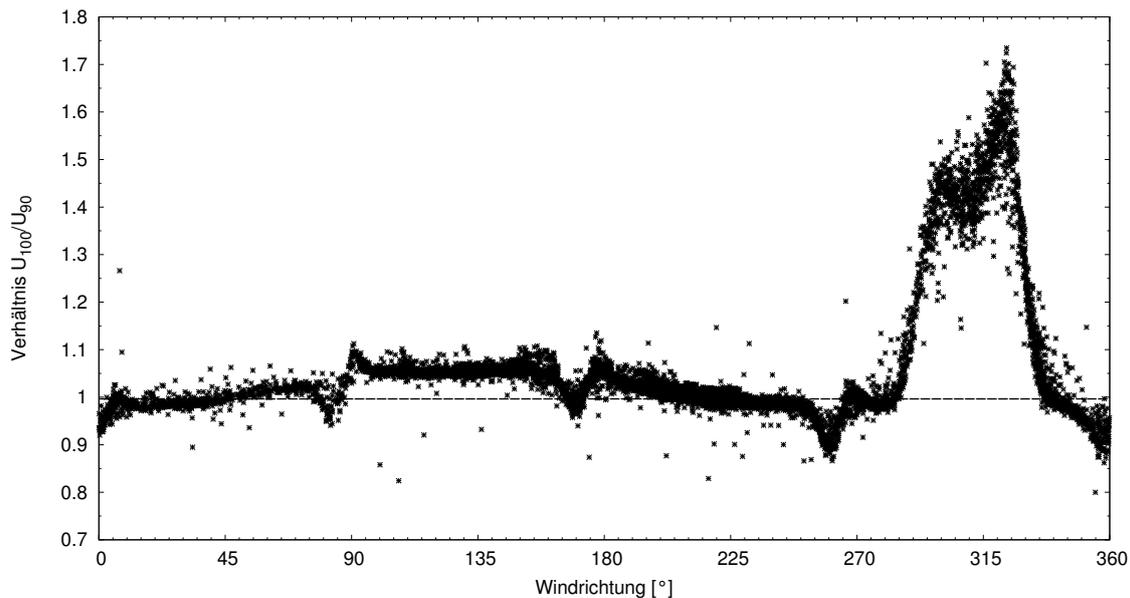


Abbildung 1: Verhältnis der Windgeschwindigkeit in 100 m und 90 m in Abhängigkeit der Windrichtung in 90 m im Oktober/November 2004. Daten: DEWI

Offenbar übt die Mastkonstruktion auch außerhalb des unmittelbar gestörten Bereiches einen messbaren Einfluss auf die Geschwindigkeitsmessung der SSA aus, wie der Verlauf der Punktwolke in Abbildung 1 vermuten lässt. Während im Bereich um 135° das Verhältnis der Geschwindigkeiten der beiden Höhen wie erwartet über 1 liegt, beträgt es in den Bereichen der Queranströmung der Messgeräte um 45° und 225° etwa 1. Das lässt darauf schließen, dass auch in Richtungsbereichen vermeintlich ungestörter Anströmung der Messinstrumente Strömungsbeeinflussungen auftreten.

In den Abbildungen 2 und 3 sind mittlere vertikale Windprofile, ermittelt mit den SSA, einzelner Windrichtungsklassen der Monate März bzw. Mai 2004 der Windgeschwindigkeitsklasse 10 m/s dargestellt. Der Vergleich der Profile der jeweiligen Sektoren zeigt deutlich die unterschiedlichen vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit, bedingt durch verschiedene Schichtungsstabilitäten. Trotz der teilweise stark variierenden vertikalen Gradienten ist in jedem der Profile eine gewisse Systematik bezüglich der Form erkennbar. Bei Betrachtung der Profile des Sektors 30° - 50° beispielsweise folgt nach einem quasi-linearen Verlauf zwischen 40 m und 60 m , an den sich ein Rechts-Knick anschließt, ein nach links gekrümmter Verlauf bis zur Höhe 100 m . Die Profile des Sektors 110° - 130° verlaufen bis in eine Höhe von 60 m bis 70 m nahezu linear, um nach einer Linkskrümmung bis 90 m abrupt nach rechts abzubiegen. Das beobachtete Verhalten der vertikalen Profile ist mit den bekannten Theorien nicht zu erklären. In diesen Windrichtungsklassen sollte eine Beeinflussung der Geschwindigkeitsmessung

durch Gittermast und Blitzableiter nahezu ausgeschlossen sein. In Zusammenhang mit dem Verlauf der Punktwolke in Abbildung 1 liegt daher der Schluss nahe, dass diese Profilformen doch durch die Struktur des Messaufbaus bedingt sind. Möglicherweise erfolgt ein Einfluss der Ausleger und deren Abspannung oder der Messinstrumente selbst auf die Messung. Allerdings sollte bei Annahme einer horizontalen Anströmung der baugleichen Anemometer in den einzelnen Höhen und einer vergleichbaren Anbringung eine vergleichbare Störung der Messung zu erwarten sein. Unter Umständen ist auch der Abstand der Messgeräte zum Mast zu klein gewählt.

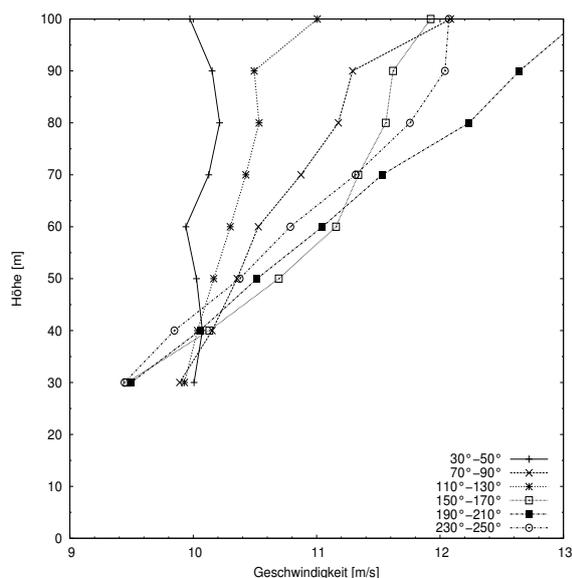


Abbildung 2: Mittlere vertikale Profile der Geschwindigkeitsklasse 10 m/s in 40 m, verschiedene Richtungssektoren, März 2004. Daten: DEWI

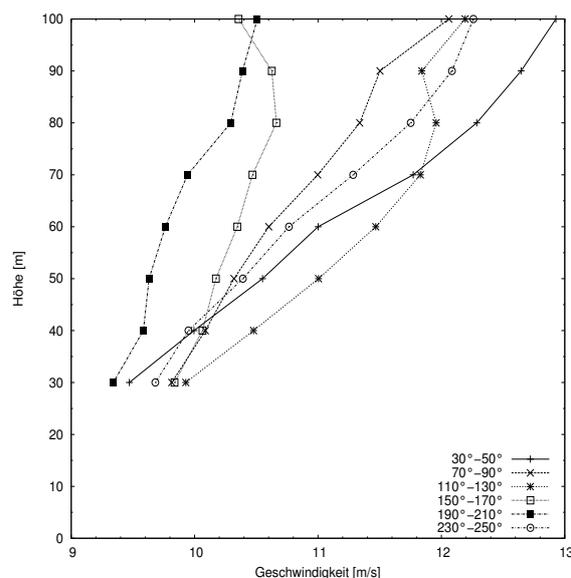


Abbildung 3: Mittlere vertikale Profile der Geschwindigkeitsklasse 10 m/s in 40 m, verschiedene Richtungssektoren, Mai 2004. Daten: DEWI

Die eben diskutierte Systematik der mittleren Profile der Richtungssektoren wird auch bei Betrachtung einzelner Profile (Abbildungen 4 und 5) ersichtlich. Markant ist die Abnahme der Windgeschwindigkeit im oberen Drittel der Profile, die sowohl bei labilen als auch bei stabilen Schichtungen und sowohl bei Wind um NO als auch um SW zu beobachten ist. Es ist daher anzunehmen, dass dieser Profilform keine meteorologische Ursache - im stabilen Fall wäre ein Low-Level-Jet denkbar - zugrunde liegt. Eine weitere Auffälligkeit ist der markante Knick in den Profilen der Richtungsklasse 30° - 50° in der Höhe 60 m. Dieser wird auch in den Profilen der Richtungsklasse 210° - 230° bei stabiler Schichtung der Atmosphäre deutlich, wenn auch wesentlich weniger stark ausgeprägt. Da auch diese Profileigenschaft sowohl bei labiler als auch bei stabiler Schichtung der Atmosphäre beobachtet wird, ist eine meteorologische Ursache auszuschließen und eine technische Ursache anzunehmen.

Die Messung der Lufttemperatur wurde in drei Höhen und unter Verwendung von drei verschiedenen Gerätetypen durchgeführt (vergleiche dazu Abschnitt 2.1). Meist spiegeln die Messungen nicht das erwartete vertikale Temperaturprofil wider. Um zu einer Aussage über die Qualität der Temperaturmessgeräte zu gelangen, wurden die Messungen hinsichtlich der sich ergebenden Schichtungsstabilität verglichen. Diese wurde, um auch Messungenauigkeiten zu berücksichtigen, für neutrale Schichtung mit einem vertikalen Gradient von $-0,66 K/100m$ bis $-1,33 K/100m$ definiert. Werte größer $-0,66 K/100m$ und kleiner $-1,33 K/100m$ wurden stabiler bzw. labiler Schichtung zugerechnet. Dazu wurden Stundenmittel gebildet. Von

den 8784 Gesamtstunden des Jahres 2004 waren während 551 Stunden keine Messwerte verfügbar. Während der übrigen Stunden ergaben die Differenzen der Thies-Geräte (Thies Hygro-Thermo Transmitter in 50 m und Thies Thermo Transmitter in 40 m) einen Anteil von 2921, 1632 und 3680 Stunden für neutrale, labile bzw. stabile Schichtung. Für den Vergleich Thies Thermo Transmitter und Widerstandsthermometer Pt100 (in 50 m) entfielen auf die beschriebenen Schichtungsstabilitäten Anteile von 102, 19 bzw. 8112 Stunden und für den Vergleich Thies Hygro-Thermo Transmitter und Pt100 Anteile von 150, 118 bzw. 7965 Stunden. Eine derart große Anzahl an Stunden mit stabiler Schichtung über der Deutschen Bucht scheint unwahrscheinlich. Daher ist davon auszugehen, dass die Messwerte des Pt100 Widerstandsthermometers im Vergleich zu den Thies-Geräten zu hoch sind. Eine mögliche Ursache kann ein anders konstruierter Strahlungsschutz sein. Welches der Geräte der Wiedergabe der wirklichen Lufttemperatur nahe kommt ist nicht festzustellen. Für die Abschätzung der Schichtungsstabilität wurden die Messwerte in 40 m und 50 m verwendet, obwohl sich aufgrund der relativen Nähe der Geräte zueinander Messgenauigkeiten deutlicher bemerkbar machen.

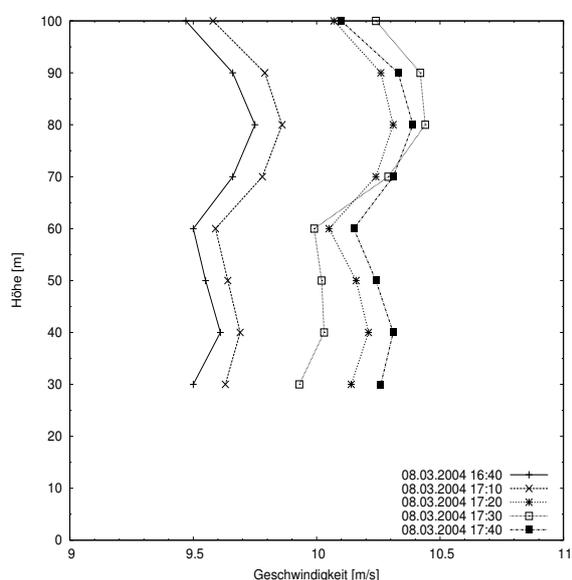


Abbildung 4: Vertikale Windprofile der Klasse 30°-50° vom 08.03.2004. Daten: DEWI

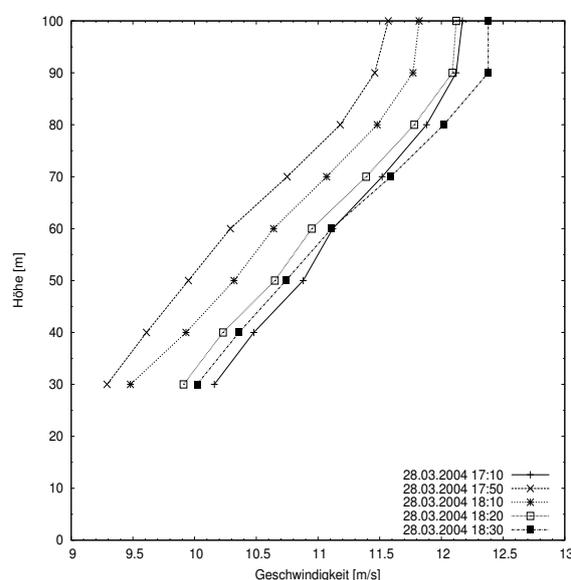


Abbildung 5: Vertikale Windprofile der Klasse 210°-230° vom 28.03.2004. Daten: DEWI

2.3 Datenaufbereitung

Aufgrund der dargelegten Diskontinuitäten im vertikalen Verlauf der gemessenen Windgeschwindigkeiten und der Forderung nach möglichst homogenen und konsistenten Zeitreihen der Windgeschwindigkeit über den gesamten Windrichtungsbereich für statistische Untersuchungen ist eine Korrektur der Messwerte unumgänglich.

Da die Windgeschwindigkeit in den Monaten April bis Juli 2004 auf zwei gegenüberliegenden Seiten des Messmastes mit SSA bzw. USA erfasst wurden, ergibt sich die Möglichkeit einer vergleichenden qualitativen Bewertung der Messungen. In den Abbildungen 6 und 7 sind die 10min-Mittelwerte der mit SSA und USA gemessenen Windgeschwindigkeit in 40 m bzw. 80 m der Windrichtungsbereiche 10°-90° und 190°-270° gegenübergestellt. Neben einer allgemeinen Zunahme der Windgeschwindigkeit wird auch eine Zunahme der Differenz der Messungen mit der Höhe deutlich. Dabei nimmt, vor allem bei höheren Windgeschwindigkeiten, der mit dem

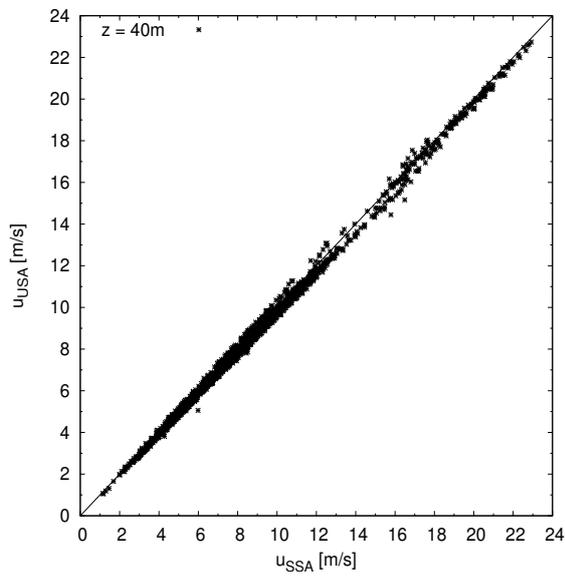


Abbildung 6: Windgeschwindigkeiten von SSA und USA, Juni 2004, 40 m. Daten: DEWI

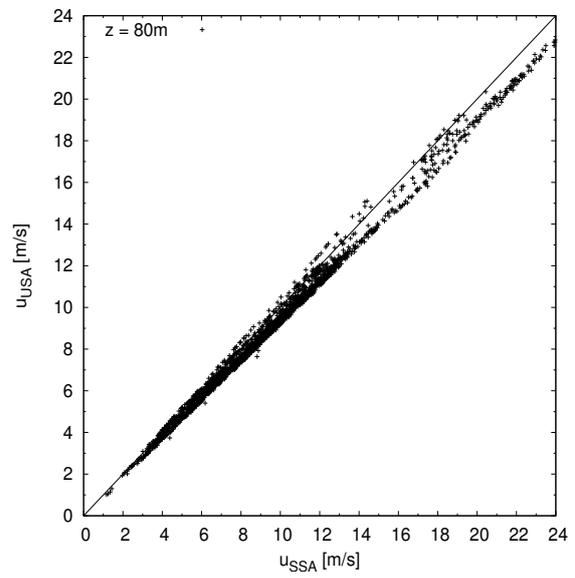


Abbildung 7: Windgeschwindigkeiten von SSA und USA, Juni 2004, 80 m. Daten: DEWI

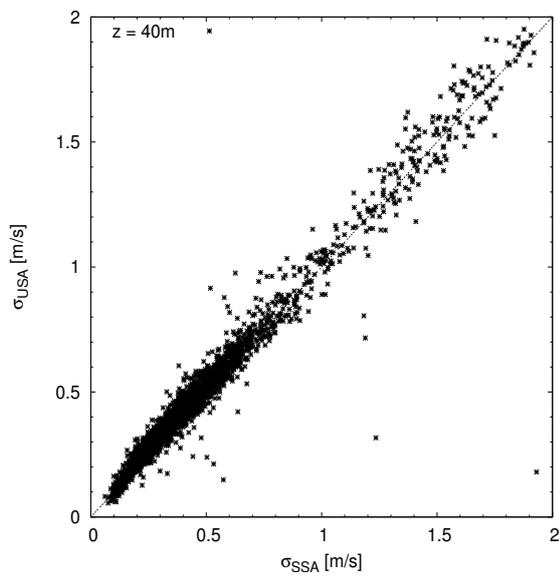


Abbildung 8: Standardabweichungen der Windgeschwindigkeiten, Juni 2004, 40 m. Daten: DEWI

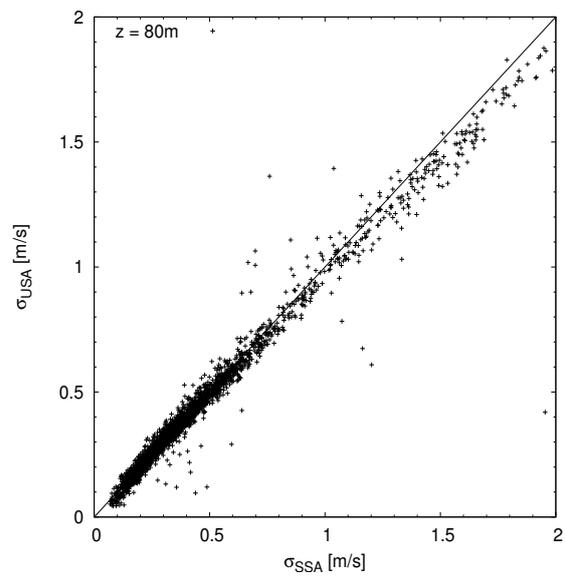


Abbildung 9: Standardabweichungen der Windgeschwindigkeiten, Juni 2004, 80 m. Daten: DEWI

SSA gemessene Wert gegenüber dem mit dem USA gemessenen Wert zu. Der Anstieg der Regressionsgeraden verringert sich mit der Höhe von 0,99 auf 0,95. Der Achsenabschnitt (Offset) ist sehr gering und mit der Höhe quasi unverändert. Das Verhältnis der Standardabweichungen (siehe Abbildungen 8 und 9) verhält sich ähnlich dem der gemessenen Windgeschwindigkeiten. Allerdings ist ein nicht-linearer Zusammenhang zwischen den Standardabweichungen des SSA und des USA festzustellen, der in Abbildung 9 gut sichtbar wird. Hier sind bei sehr geringen und sehr hohen Werten die SD des SSA größer. Bei mittleren Werten sind die SD des USA etwas größer, was auch in Abbildung 8 deutlich wird.

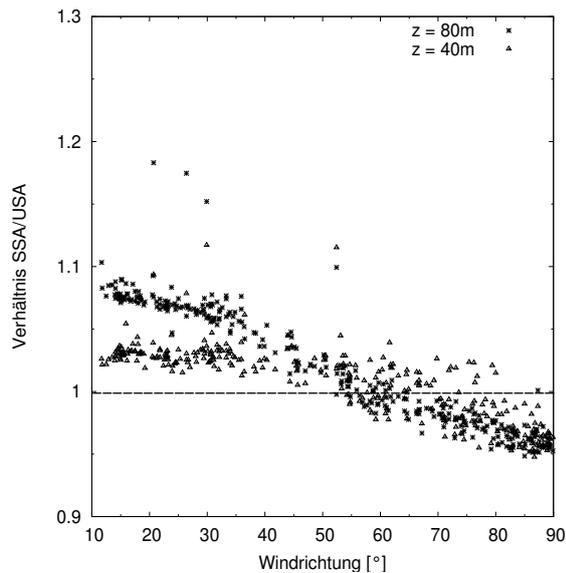


Abbildung 10: Verhältnis der Windgeschwindigkeiten (SSA und USA) gegenüber Richtungsbe-
reich 10° - 90° in 90 m , Juni 2004. Daten: DEWI

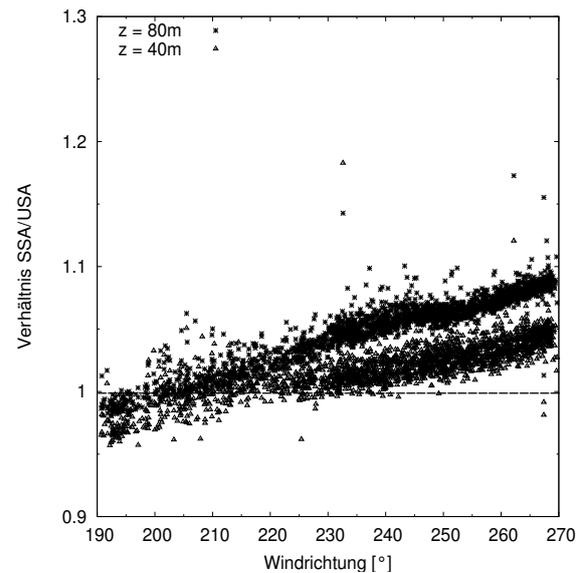


Abbildung 11: Verhältnis der Windgeschwindigkeiten (SSA und USA) gegenüber Richtungsbe-
reich 190° - 270° in 90 m , Juni 2004. Daten: DEWI

Während das Verhältnis der Standardabweichungen bezüglich der genannten Windrichtungsbereiche keine signifikante Abhängigkeit zeigt, ist eine ausgeprägte Abhängigkeit des Verhältnisses der Windgeschwindigkeiten von der Windrichtung erkennbar. Abbildung 10 zeigt für den Richtungsbereich 10° - 90° für 80 m eine lineare Abnahme um ca. 15%. In 40 m bleibt das Verhältnis SSA/USA etwa konstant bei ca. 1,03 und verringert sich danach um etwa 8 Prozentpunkte. Zwischen 190° und 270° ist über den gesamten Bereich eine lineare Zunahme des Verhältnisses SSA/USA mit verschiedenen Steigungen festzustellen (Abbildung 11).

Die beschriebenen Muster sind nicht nur während der dargestellten Zeiträume, sondern, mit kleinen Variationen, während des gesamten Zeitraums der Datenverfügbarkeit zu beobachten. Für eine statistische Bewertung der Windvorhersage des LM des DWD bezüglich der Windenergienutzung sind nur die beiden untersten Modellschichten von Bedeutung (siehe Abschnitt 3), das bedeutet dass für diesen Zweck nur die Höhen 30 m oder 40 m und 100 m betrachtet werden müssen. Eine Korrektur des Einflusses der Blitzableiter auf die Messwerte der Windgeschwindigkeit in 100 m ist ohne zusätzliche Messungen oder komplexe Strömungsmodelle nicht möglich. Für die unterste Modellfläche sind vorzugsweise die Messwerte in 40 m zu verwenden, da die Werte in 30 m mitunter von den Aufbauten beeinflusst werden. Die Berichtigung dieser Messungen wäre wünschenswert, ist aber aufgrund der unbekannt Referenz und der Richtungsabhängigkeit nicht möglich. Allerdings sind die Abweichungen zwischen SSA und USA im Vergleich zu 80 m relativ gering. Zudem sind nur für 4 Monate auch Messungen der

USA verfügbar, sodass für den übrigen Zeitraum über den Richtungsbereich $280^\circ - 350^\circ$ keine belastbare Aussage bezüglich der Windgeschwindigkeit getroffen werden kann. Außerdem sind mitunter Datenausfälle zu verzeichnen, wodurch sich die Länge der statistisch nutzbaren Reihe weiter verkürzt.

3 Das Lokalmmodell des DWD

Das Lokalmmodell (LM) des DWD umfasst ein Modellgebiet von etwa $2000 \times 2000 \text{ km}^2$ mit Zentrum Mitteleuropa und ist ins Modellgebiet des Globalmodells (GME) eingebettet (genestet). Dadurch wird die Versorgung des LM mit den Randbedingungen durch die Modellwerte des GME gewährleistet. Das LM ist ein Gitterpunktmodell mit einer Maschenweite von ca. 7 km . Das nicht-hydrostatische Gleichungssystem ermöglicht u.a. die direkte Simulation hochreichender Konvektion. Die vertikale Auflösung des LM erfolgt in 34 Schichten, wobei die untersten beiden Modellebenen in 34 m bzw. 110 m über Grund liegen. Der Höhenbereich bis 1000 m wird durch 8 Modell-Flächen aufgelöst. Die Höhenbereiche 1000 m - 2000 m , 2000 m - 250 hPa und oberhalb 250 hPa werden durch 4, 15 bzw. 8 Modell-Flächen beschrieben. Vom LM werden die meteorologischen Größen Luftdruck und Bodendruck, horizontale Windkomponenten, Lufttemperatur, spezifische Feuchte, Wolkenwasser und -eis, Vertikalbewegung und turbulente kinetische Energie direkt vorhergesagt (Steppeler, Doms & Adrian, 2002).

Bezüglich der Güte der Windprognose des LM ist zu erwähnen, dass der DWD für die Zeiträume April 1995 bis Juni 1995 und Oktober 2000 bis März 2001 einen Root Mean Squared Error (RMSE) des Anfangsfeldes der Windgeschwindigkeit, gemittelt über mehrere Stationen, von $1,32 \text{ m/s}$ angibt. Im RMSE sind systematische Fehler bzw. mittlere Abweichung und Standardabweichung bzw. Streuung berücksichtigt. Die Größe des Wertes ist hauptsächlich darin begründet, dass im Vergleich zur Anzahl der Gitterpunkte des LM nur auf sehr wenige Messpunkte - etwa $0,1\%$ - zurückgegriffen werden kann. Der Prognosefehler liegt erfahrungsgemäß noch darüber und steigt im Mittel mit zunehmendem Zeitschritt an. Im Küstengebiet ist ebenso wie in gegliedertem Gelände mit einem größeren Fehler zu rechnen, da hier der Geländeeinfluss von den Modellen nur unzureichend aufgelöst wird (Deutscher Wetterdienst, 2003).

Die Prognosen des LM liegen vom 01.10.2004 00 UTC bis 31.10.2005 12 UTC jeweils zweimal täglich (um 00 UTC und 12 UTC) als 48h-Vorhersagen für das Gebiet $53^\circ 30' 58'' \text{ N}$ - $54^\circ 15' 11'' \text{ N}$ und $6^\circ 10' 44'' \text{ E}$ - $7^\circ 19' 05'' \text{ E}$, welches 19×13 Gitterpunkte beinhaltet, vor. Als prognostizierte Variablen stehen Wind und Temperatur in 35 m , 110 m und 850 hPa , die Temperatur in 2 m , der Wind in 10 m und der Luftdruck auf Main Sea Level (MSL) zur Verfügung. Zusätzlich sind spezifische Feuchte und turbulente kinetische Energie (TKE) der untersten beiden Modellebenen vorhanden.

4 Vergleich und Auswertung

Aufgrund praktischer Erfahrungen und der Größe des mittleren Anfangsfehlers der Windgeschwindigkeit für die Prognosen des LM werden teilweise erhebliche Differenzen zwischen Messung und Prognose erwartet. Am Beispiel der Abbildung 12 wird diese Vermutung bestätigt. Es treten sowohl bei kürzeren als auch bei längeren Prognosezeiten ebenso wie bei hohen und niedrigen prognostizierten Windgeschwindigkeiten größere Differenzen auf. Diese Abweichungen sind sowohl positiv als auch negativ und können mehrere Meter/Sekunde betragen. Da, wie bereits erwähnt, die Messwerte in 100 m nicht korrigiert werden konnten, kann die wahre Abweichung zwischen Messung und Prognose etwas variieren.

Zur Verringerung von systematischen Fehlern in der Wetterprognose werden oftmals dem Modell nachgeordnete MOS-Verfahren verwendet. Vor allem bei Fehlern, die durch zeitlich konstante lokale Strukturen, z.B. die Orografie, verursacht werden, können signifikante Verbesserungen der Prognose erreicht werden. Solche lokalen Strukturen sind hauptsächlich von subskaliger Ausdehnung, wie z.B. Talmulden, einzelne Erhebungen und Täler. In erster Linie resultieren aus solchen nicht aufgelösten Formen thermische und strömungsmechanische Phänomene, die wiederum auf andere Prozesse rückkoppeln können.

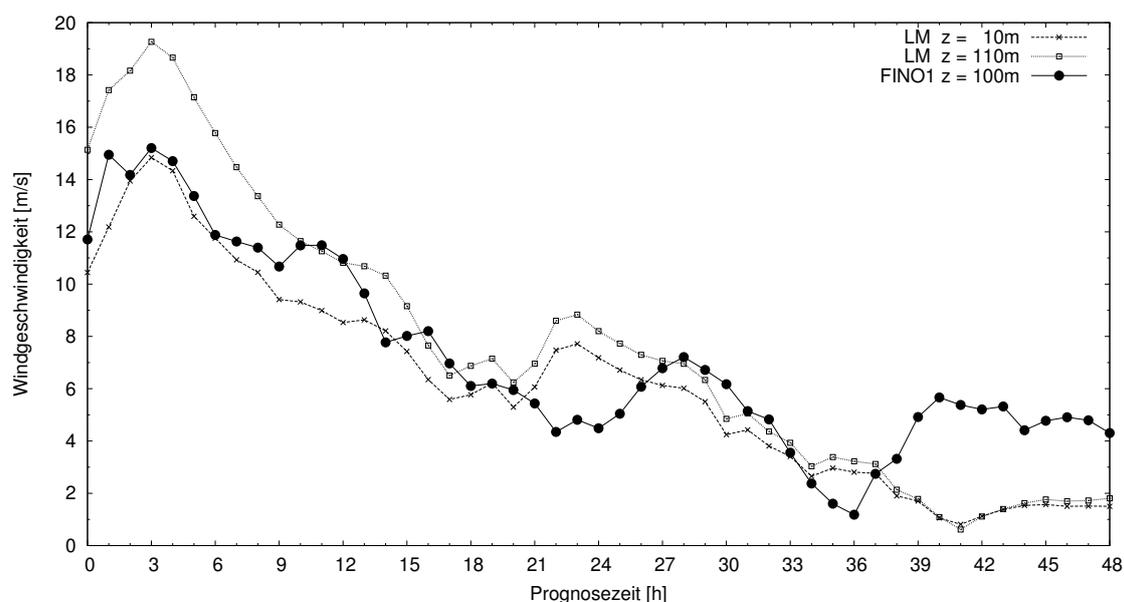


Abbildung 12: Verlauf von Prognose und Messung der Windgeschwindigkeit in 110 m und 100 m vom 14.07.2004 12 UTC bis 16.07.2004 12 UTC. Daten: DWD/DEWI

Auf See sind derartige orografische Strukturen nicht zu finden. Die einzigen signifikanten Erhebungen, die das Windfeld beeinflussen können, sind die Wellen; abgesehen von Schiffen und Inseln. Allerdings sind Wellen zeitlich nicht konstant und neben Wassertiefe, Relief des Meeresgrundes und Strömungen auch von der aktuellen synoptischen Situation geprägt und koppeln deshalb auf verschiedene Weise auf das Windfeld zurück. Diese Rückkopplung erfolgt auf die Bodenschicht der Atmosphäre und ist neben der Schichtungsstabilität auch vom Wellenalter abhängig. Das Wellenalter ist im Allgemeinen als Quotient aus Phasengeschwindigkeit am Peak des Wellenspektrums c_{ph} und Windgeschwindigkeit in 10 m u_{10} oder Schubspannungsgeschwindigkeit u_* definiert. Es wird zwischen wachsender oder junger See und Seegang oder Dünung und einer Übergangsphase zwischen den beiden Phasen unterschieden. Während unter neutralen Bedingungen und bei junger See das Windprofil vor allem im untersten Bereich beeinflusst wird, reicht bei starkem Seegang der Bereich der Beeinflussung leicht bis oberhalb 25 m. In der Übergangsphase bildet sich zwischen beeinflusstem und unbeeinflusstem Windprofil eine Übergangsschicht aus (Sjöblom & Smedman, 2003).

Im küstennahen Bereich finden auch dynamische Anpassungen des Windfeldes an die veränderten Untergrundverhältnisse statt, sowohl see- als auch landwärts. Die Entfernung, bis zu der sich die Anpassung vollständig vollzogen hat, ist von der Windrichtung, der Windgeschwindigkeit und der Jahreszeit bzw. der thermischen Schichtung der Atmosphäre abhängig. Diese Entfernung kann in 10 m Höhe in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und -richtung durchaus bis zu 50 km seewärts betragen (Hinneburg et al., 1997). Mit der Höhe nimmt aufgrund

des sich verringernden Oberflächeneinflusses auf das Windfeld der horizontale Gradient der Windgeschwindigkeit zwischen Land und Meer ab und der Effekt der Anpassung wird auf abnehmender horizontaler Skala sichtbar.

Ein Standort bzw. Messpunkt in etwa 45 km Entfernung zur Küste und etwa 100 m Höhe sollte jedoch weitgehend unbeeinflusst von den eben genannten Mechanismen sein. Die Abweichungen zwischen Prognose und Messung des Windes haben demnach vorwiegend andere Ursachen. In erster Linie könnten dies ungenaue Anfangsfelder der Modellrechnungen und die horizontale Auflösung des Modells sein. Die komplexen Auswirkungen verschiedener Einflüsse, wie z.B. Sonneneinstrahlung, Wolkenbildung, Niederschlag, Meeresströmung und Turbulenz resultieren häufig in subskaligen und kleinräumigen Effekten, die vom Modell nur parametrisch beschrieben werden können. Da auf verschiedene und vielfach nicht-lineare Weise Kopplungen an andere und Rückkopplungen auf dieselben meteorologisch relevanten Größen bestehen, können die Berechnungen ungenau werden.

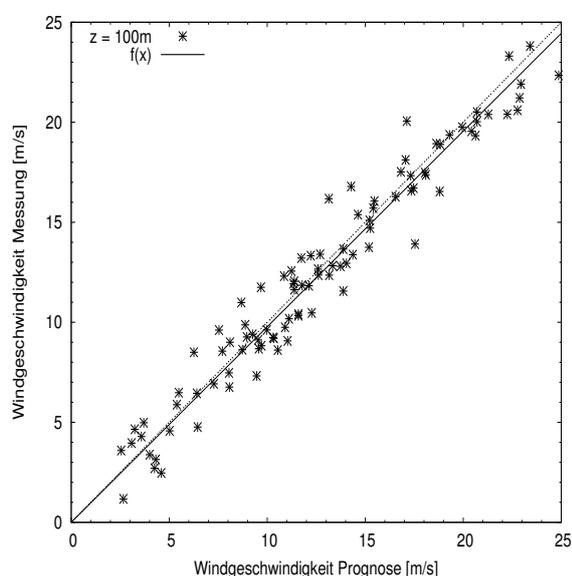


Abbildung 13: Prognose und Messung der Windgeschwindigkeit, Vorhersagezeit 00h, stabil, Bereich SW. Daten: DWD, DEWI

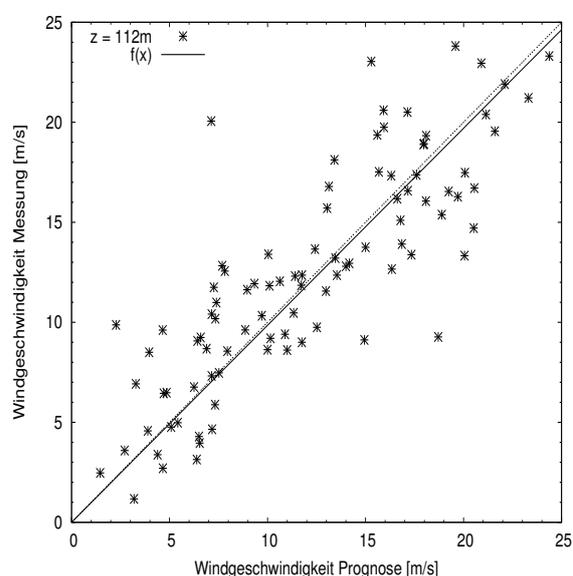


Abbildung 14: Prognose und Messung der Windgeschwindigkeit, Vorhersagezeit 48h, stabil, Bereich SW. Daten: DWD, DEWI

Aufgrund der großen Variabilität dieser Einflüsse und deren Wirkungen auch bei ähnlichen Wetterlagen wird ebenso eine große Variabilität der Abweichungen der Windgeschwindigkeit zwischen Modell und Messung erwartet. Um diese Vermutung zu überprüfen wurden die Datenpaare von Messung und Prognose nach fünf Prognosezeiten (00, 12, 24, 36 und 48 Stunden), der Schichtungsstabilität (vgl. Kapitel 2.2) und vier Windrichtungsklassen Nordost (NO), Südost (SO), Südwest (SW) und Nordwest (NW) sortiert. Im betrachteten Zeitraum sind nach den o.g. Kriterien vorwiegend stabile Schichtungen (etwa 200 mal) beobachtet worden. Neutrale Schichtungen traten etwa 120 mal und labile Schichtungen etwa 70 mal auf. Auf die Richtungsgebiete SW, NW, NO und SO entfielen davon ca. 185, 80, 45 bzw. 80 Messungen. Die Korrelation von gemessener und prognostizierter Windgeschwindigkeit liegt zu Beginn der Prognose um 0,95 und nimmt mit zunehmender Prognosezeit ab. Die Windrichtungsprognose ist wesentlich variabler. Die Korrelation liegt deutlich unterhalb des Wertes für die Windgeschwindigkeit und nimmt mitunter auch mit zunehmender Prognosezeit zu.

Die Darstellung der Windgeschwindigkeiten der Richtungsklasse SW bei stabiler Schichtung der Vorhersagezeiten 00 und 48 Stunden in den Abbildungen 13 und 14 verdeutlicht die Zunahme der Streuung, trotz der nahezu unveränderten Regressionsgeraden. Die Abbildungen 15 und 16 zeigen die Windgeschwindigkeiten für stabile Schichtung und die Richtungsklasse NW ebenfalls für die Vorhersagezeiten 00 und 48 Stunden. Die Streuung nimmt mit zunehmender Prognosezeit ebenfalls zu, aber die Steigung der Ausgleichsgerade nimmt deutlich ab. Ähnlich verhält es sich für die Richtungsklasse SW und neutrale Schichtung. Aufgrund der schwachen Datenlage sind diese Aussagen jedoch zurückhaltend zu interpretieren. Für die übrigen Konstellationen ist deshalb eine Aussage wenig sinnvoll.

Werden die Datenpaare unabhängig von der Windrichtung nach Schichtungsstabilität sortiert, zeigt sich neben der üblichen Zunahme der Streuung der Werte mit zunehmender Vorhersagezeit eine deutliche Abnahme der Steigung der Regressionsgeraden für labile und neutrale Schichtungen, wobei der Anstieg für labile Schichtungen geringer ist als für neutrale Schichtungen. Unter stabilen Bedingungen bleibt die Steigung von 1 nahezu unverändert.

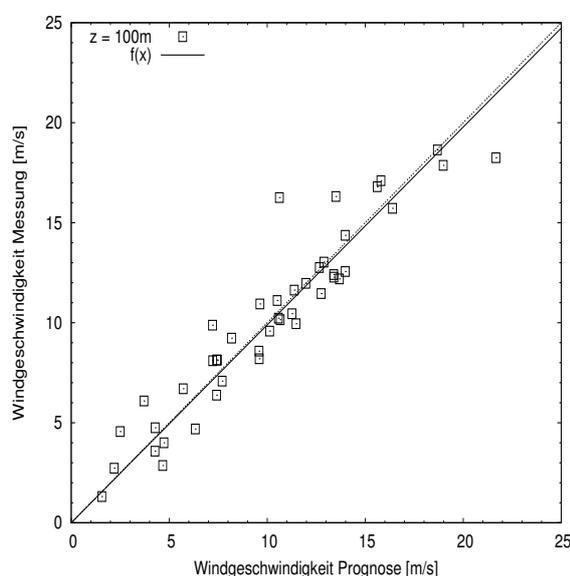


Abbildung 15: Prognose und Messung der Windgeschwindigkeit, Vorhersagezeit 00h, stabil, Bereich NW. Daten: DWD, DEWI

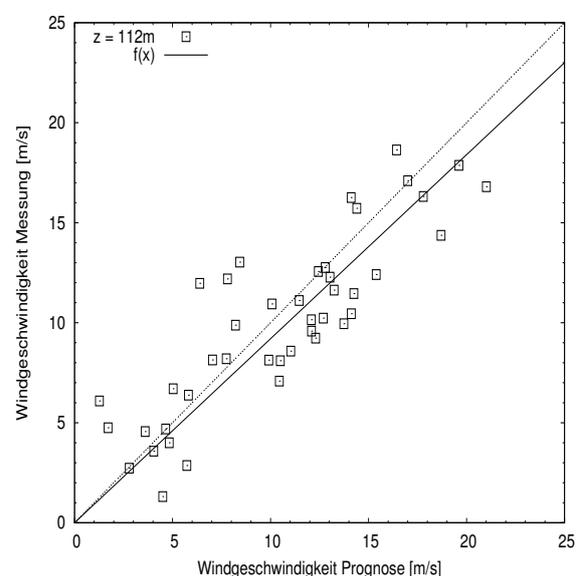


Abbildung 16: Prognose und Messung Windgeschwindigkeit, Vorhersagezeit 48h, stabil, Bereich NW. Daten: DWD, DEWI

Bei Sortierung nach Richtungsklassen, unabhängig von der Schichtungsstabilität, verändern sich die Steigungen der Regressionsgeraden in den Richtungsklassen SO und SW in Abhängigkeit der Vorhersagezeit nur gering, während diese in den Bereichen NW und NO mit zunehmender Prognosezeit deutlich abnehmen. Das deutet darauf hin, dass, obwohl die Datenlage eher spärlich ist, die Prognose bei Winden um Nord die Geschwindigkeit im Mittel unterschätzt. Inwieweit die Schichtungsstabilität dazu beiträgt ist schwer zu sagen. Neutrale und labile Schichtungen traten im Vergleichszeitraum bei Winden um Nord nur etwa 40 bzw. 30 mal auf. Durch die geringe Anzahl der Vergleichswerte sind die Zusammenhänge als nicht gesichert zu betrachten und mit Vorsicht zu verwenden.

Die Prognose der Leistungsabgabe von Windenergieanlagen wird üblicherweise über die Windgeschwindigkeit in Nabenhöhe der Anlagen realisiert. Die Neigung des vertikalen Windprofils in Abhängigkeit von der Schichtungsstabilität wird dabei nicht berücksichtigt. Systematische

Fehler der Leistungsabgabe werden meist mittels statistischer Postprozessoren, die der Berechnung der Leistungsabgabe nachgeordnet sind, verringert. Daher erscheint es sinnvoll, Verlauf und Neigung des vertikalen Windprofils in die Berechnung einzubeziehen. Solch ein Vorgehen erfordert jedoch präzise ermittelte Windprofile, da die Windgeschwindigkeit in die Berechnung in der dritten Potenz eingeht.

Kennt man die Windgeschwindigkeit in Nabenhöhe, vor allem bei hohen Anlagen, mit großer Genauigkeit und vernachlässigt die Krümmung des vertikalen Windprofils entsteht kein größerer Fehler in der Leistungsberechnung. Jedoch kann bei Extrapolation, beispielsweise von 40 m auf 100 m, und einer Prognose- bzw. Messabweichung der ursprüngliche Fehler infolge fehlerhafter Informationen über die Schichtungsstabilität leicht anwachsen. Und selten sind die Windgeschwindigkeiten in Nabenhöhe bekannt. Ein Fehler von 0,5 m/s bei 11 m/s hat z.B. einen Fehler in der Windleistung von ca. 13 % und in der Leistungsabgabe einer modernen Windenergieanlage von etwa 10 % zur Folge.

Bei Betrachtung der vertikalen Windprofile in den Abbildungen 2 bis 5 und den Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Schichtungsstabilität (siehe Kapitel 2.2) wird deutlich, dass die Unsicherheit in Bezug auf die Neigung der vertikalen Windprofile erheblich ist. Ohne zusätzliche Informationen ist damit eine nachhaltige Verbesserung der Prognose der Leistungsabgabe von Windenergieanlagen auf diese Weise kaum möglich.

5 Fazit und Ausblick

Infolge verschiedener Ursachen besteht zwischen der Prognose und dem letztendlich beobachteten Wind besonders in meteorologisch komplexem Gelände eine teilweise erhebliche Differenz. Vor allem für die großtechnische Windenergienutzung überschreiten diese Abweichungen oftmals die Toleranzgrenze.

Mittels der vorhandenen Messungen und Prognosen konnten keine belastbaren Zusammenhänge zwischen der Abweichung der Prognose von der Messung und anderen meteorologischen Größen gefunden werden. Die Gründe sind vielfältig und in erster Linie im Umfang und in der Qualität der Messungen und im kurzen Vergleichszeitraum zu suchen. Dass gewisse Zusammenhänge zwischen Prognosefehler und Windrichtung und/oder Schichtungsstabilität bestehen konnte gezeigt werden. Eine Vorhersageverbesserung auf statistischer Basis ist mit diesen Ergebnissen nicht möglich.

Prinzipiell sind noch große Anstrengungen erforderlich um das komplexe System der küstennahen Atmosphäre mit den vielfältigen Wechselwirkungen zwischen Luftbewegungen, Konvektion, Wolkenphysik, Oberflächenflüssen und -struktur, usw. besser verstehen zu können und dieses Wissen in die numerische Wettervorhersage zu implementieren. Präzise Messungen verschiedener meteorologisch relevanter Größen können einen erheblichen Beitrag zu diesem verbesserten Verständnis leisten. Nicht zuletzt um Fernerkundungsmessungen zu validieren und damit bessere Anfangsfelder für die Prognosemodelle zu erlangen oder statistische Postprozessoren zu betreiben.

Literatur

Deutscher Wetterdienst. (2003). *Güte der Vorhersage*.

http://www.agrowetter.de/produkte/doku/Prognose/wetter_prog.html.

Germanischer Lloyd - Windenergie. (2002). *FINO - Forschungsplattformen in Nord- und Ostsee*. <http://www.fino-offshore.de/>.

- Hinneburg, D., Raabe, A. & Tetzlaff, G. (1997). Wind- und Seegangsatlas für das Gebiet um Darß und Zingst: Teil 1 - Windatlas. In *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie und dem Institut für Troposphärenforschung e.v. Leipzig* (Bd. 5). Leipzig: im Selbstverlag.
- Kaltschmitt, M., Wiese, A. & Streicher, W. (2003). *Erneuerbare Energien - Systemtechnik, Wirtschaftlichkeit, Umweltaspekte* (3 Aufl.). Berlin: Springer-Verlag.
- Mönnich, K. (2000). *Vorhersage der Leistungsabgabe netzeinspeisender Windkraftanlagen zur Unterstützung der Kraftwerkseinsatzplanung*. Dissertation, Carl von Ossietzky Universität Oldenburg.
- Rogers, D. P. (1995). Coastal Meteorology. *Review of Geophysics, Supplement, U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics*, 889-895.
- Sjöblom, A. & Smedman, A.-S. (2003). Vertical structure in the marine atmospheric boundary layer and its implication for the inertial dissipation method. *Boundary-Layer Meteorology*, 109, 1-25.
- Steppeler, J., Doms, G. & Adrian, G. (2002). Das Lokal-Modell LM. *PROMET - Meteorologische Fortbildung*, 27, 123-128.

Long memory and the aggregation of AR(1) processes: Some Monte Carlo results

M. Mudelsee

Summary

Granger (1980) found that the aggregation of m short-memory AR(1) processes yields a long-memory process. Thereby he assumed $m \rightarrow \infty$, Gaussian shape and beta-distributed AR(1) parameters over $(0; 1)$. To test hypotheses that long memory in climate time series comes from aggregation, the finding of Granger (1980) cannot be directly applied. First, the number of “microclimatic” processes to be aggregated is finite. Second, climatic processes often produce right-skewed data. Third, the AR(1) parameters of the microclimatic processes could be restricted to a narrower interval than $(0; 1)$. We therefore perform Monte Carlo simulations to study aggregation in climate time series under realistic conditions. The long-memory parameter, H , is estimated by fitting an ARFIMA model to various types of aggregations. Our results are as follows. First, for m above a few hundred, H approaches saturation. Second, the distributional shape has little influence, as noted by Granger (1980). Third, the upper limit of the interval for the AR(1) parameter has a strong influence on the saturation value of H , as noted by Granger (1980).

Zusammenfassung

Granger (1980) fand heraus, dass die Summe von m schwach seriell abhängigen AR(1)-Prozessen einen stark seriell abhängigen Prozess ergibt. Er nahm dabei an, dass $m \rightarrow \infty$ geht, die Verteilungen Gaußsch sind und die AR(1)-Parameter beta-verteilt über $(0; 1)$ sind. Um die Hypothese zu testen, daß starke serielle Abhängigkeit in Klimazeitreihen von dieser “Aggregation” rührt, kann das Ergebnis von Granger (1980) jedoch nicht direkt angewendet werden. Erstens: die Anzahl “mikroklimatischer”, zu summierender Prozesse ist endlich. Zweitens: Klimaprozesse erzeugen oft rechtsschief verteilte Daten. Drittens: die AR(1)-Parameter der mikroklimatischen Prozesse mögen auf ein engeres Intervall begrenzt sein als $(0; 1)$. Wir führen deshalb Monte-Carlo-Simulationen durch, um die Aggregation in Klimazeitreihen für realistische Bedingungen zu studieren. Der Parameter H , der die starke serielle Abhängigkeit beschreibt, wird geschätzt durch die Anpassung eines ARFIMA-Modelles an unterschiedliche Aggregations-Typen. Unsere Ergebnisse sind wie folgt. Erstens: für m oberhalb einiger hundert erreicht H Sättigung. Zweitens: die Verteilungsform hat geringen Einfluß, wie von Granger (1980) bemerkt. Drittens: die obere Grenze des Intervalles für den AR(1)-Parameter hat einen starken Einfluß auf den Sättigungswert von H , wie von Granger (1980) bemerkt.

1. Introduction

Runoff time series from rivers are an important contribution to the hydrological database. Such records, measured since the early 19th century, document dry and wet conditions in the catchment area of a particular river station. For example, one of the longest records in the database of the Global Runoff Data Centre (Koblenz, Germany) comes from the Rhine station Cologne, starting in 1807. Runoff (volume water per time unit) is usually inferred from water stage measurements via calibration formulas (Mudelsee et al. 2003: Fig. 1 therein). Although this introduces proxy error into the data, runoff time series are considered to serve well in the evaluation of past precipitation integrated over a considerable area (Milly et al. 2002). These hydrological records are therefore essential to be studied also within the context of climatic changes during the instrumental period (Houghton et al. 2001).

Persistence, also termed positive autocorrelation, serial dependence or memory, is a property shared by most climatic processes. The ultimate reason lies within the physics of the climate system. Nonzero lengths, masses and heat capacities let processes in the atmosphere run at a finite speed. Extending the climate system to other compartments such as the cryosphere, biosphere or hydrosphere likely increases the strength of the persistence.

Consider as an example the collection of precipitation over a “microclimatic” unit area. Rainfall has a high spatial variability (Liljequist and Cehak 1984: Chapter 15 therein), so the size of such an idealized unit is small, say, of the order of 100 km². A proportion is “lost” owing to interception and evapotranspiration, what remains goes into the soil. The storage capacity of the soil varies spatially and temporally to some degree. That means, this “microhydrological” storage unit may be of a similar size. If we now assume that precipitation is a random process and the microhydrological storage unit exhibits a simple linear release rule (the relation between input and output), then the output (“microrunoff”) is an AR(1) process (see next paragraph), with an autocorrelation parameter dependent on the release rule parameter (Klemeš 1983).

The simplest mathematical persistence model is the first-order autoregressive or AR(1) process (Priestley 1981),

$$\begin{aligned} X(1) &= \mathcal{E}_{N(0,1)}(1), \\ X(i) &= a \cdot X(i-1) + \mathcal{E}_{N(0,1-a^2)}(i), \quad i = 2, \dots, n. \end{aligned} \tag{1}$$

Herein, X is a climate variable (e.g., runoff), i counts the time steps, n is the data size, $0 \leq a < 1$ is a constant and $\mathcal{E}_{N(\mu, \sigma^2)}(i)$ is a Gaussian random process with mean μ , variance σ^2 and no serial dependence, that means, $E[\mathcal{E}_{N(\mu, \sigma^2)}(j) \cdot \mathcal{E}_{N(\mu, \sigma^2)}(k)] = 0$ for $j \neq k$. It readily follows that $X(i)$ is a strictly stationary process with zero mean and unity variance. The AR(1) model has an exponentially decreasing autocorrelation function (Priestley 1981: Section 3.5 therein),

$$\rho(h) = a^{|h|}, \quad h = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \tag{2}$$

where h is the time lag. This behaviour might be referred to as “exponentially decreasing memory.” Because of the fast (exponential) decay, the AR(1) model is said to be of short

memory or short-range dependence. Hasselmann (1976) showed theoretically that the AR(1) model is a suitable description of climate processes.

Starting with Hurst (1951), who analysed water stage records from the River Nile, a number of authors, including Mandelbrot and Wallis (1969), Hosking (1984) and Kantelhardt et al. (2003), have concluded that for hydrological runoff time series, instead of the AR(1) persistence model a long-memory or long-range dependence model would be appropriate. Such processes (Beran 1994; Robinson 2003) have the property

$$\rho(h) \rightarrow C h^{2H-1} \quad \text{as } h \rightarrow \infty, \quad (3)$$

where $C \neq 0$ and $H < 0.5$. This decrease is slower than in the AR(1) case, hence it is said to exhibit long-range serial dependence or long memory. If runoff records exhibited long memory, the consequences would be far reaching. First, prediction of hydrological extremes such as floods over longer timescales might, at least in principle, become possible. Second, the noise property long-memory would have an impact on the methodology to evaluate the accuracy of hydrological estimates. For example, bootstrap methods belong to the most powerful approach to achieve this because they are not distributionally restricted. The bootstrap can further be successfully adapted to the case of serial dependence (Lahiri 2003). Long memory would therefore indicate how to carry out the adaption.

Granger (1980) showed how the aggregation of short-memory AR(1) processes,

$$Y(i) = \sum_{j=1}^m X_j(i), \quad i = 1, \dots, n, \quad (4)$$

can produce a long-memory process, $Y(i)$. The assumptions made thereby are:

1. large number of aggregated processes ($m \rightarrow \infty$),
2. processes $X_j(i)$ of type Gaussian AR(1) and
3. beta-distributed AR(1) parameters a_j over the interval (0; 1).

The natural question about long memory in hydrological time series arises whether this may be the result of aggregation of individual microhydrological units over the catchment area. A positive answer would mean a remarkably simple explanation and also corroborate the empirical findings. However, a direct application of Granger's (1980) result is prohibited by the following points:

1. a limited number of aggregated processes,
2. right-skewed distributions and
3. a restricted range of the AR(1) parameter a_j .

As regards point 1, it is *a priori* not clear whether for a given river station and its catchment area the number of aggregated precipitation processes is large enough to apply the limit value found by Granger (1980). This is the case especially for small catchment areas and a lower spatial variability of precipitation. As regards point 2, it is generally

known that runoff and precipitation data exhibit right-skewness. The heavy tails are subject of extreme value analyses, return period estimation and climate risk analysis (Embrechts et al. 1997; Mudelsee et al. 2003, 2004). Point 3 is rather difficult to assess. There is certainly spatial precipitation variability over a large enough catchment area, and there may also be spatial variability in soil and storage properties. That is, we can safely assume that the AR(1) parameter a shows variation. But the upper bound of this a distribution over the microhydrological units is rather difficult to quantify.

Because analytical results for the long-memory parameter seem not to be obtainable in the “realistic case” (finite number of aggregated processes, right-skewed distributions, bounds below 1 of the AR(1) parameter), we perform mathematical simulations. (We remark that Linden (1999) obtained analytical results for $n \rightarrow \infty$ and uniformly distributed a_j .) These Monte Carlo experiments produce random numbers from AR(1) processes (Gaussian and right-skewed), add those numbers and estimate the long-memory parameter H from the sum. The results obtained are curves of estimated H versus the number of aggregated processes, for a range of upper bounds of the AR(1) parameters, a_j .

This paper forms the first part of our study of long memory in hydrological time series. Other parts analyse H for various, spatially distributed river stations.

2. Microhydrological processes

We analyse a time series from the catchment area of the station Dresden at the River Elbe (Germany) to infer how good the assumption of randomness (Klemeš 1983) is fulfilled. The data are monthly means from January 1900 to December 1998. They come from an updated version of the gridded database of observations from Hulme et al. (1998). The resolution is 2.5° latitude by 3.75° longitude. The box centred at 50° N, 15° E contains the major portion of the catchment area. The series itself was obtained by averaging measurements of (maximum) seven stations. The series data, originally strongly right-skewed, was logarithmically transformed and the strong annual signal (and also its harmonic at a period of 0.5 years) subsequently removed by a harmonic analysis tool (Schulz and Stattegger 1997). The resulting series is shown in Figure 1.

A fit of the AR(1) model to the series yielded an estimated autocorrelation parameter of $\hat{a} = 0.06$, corresponding to a persistence time (decay period of the autocorrelation function) of 10.8 days (Mudelsee 2002). Note that at a daily resolution, this persistence time value corresponds to an autocorrelation parameter of $\exp(-1 \text{ d}/10.8 \text{ d}) \approx 0.91$. The AR(1) model fit gave a value for Akaike’s (1973) information criterion of $\text{AIC} = 1707.4$. We also tried fitting an ARFIMA(1, δ , 0) model, which yielded $\hat{\delta} = 0.033$, an estimated AR(1) parameter of 0.024 and $\text{AIC} = 1707.9$. Because of the lower AIC, the AR(1) model was preferred. The analysed precipitation series thus has no long-memory dependence and only a small AR(1) parameter.

Note that the microclimatological process of precipitation is transformed into a microhydrological process by infiltration into the soil (see Introduction). Soil properties regarding storage are rather unknown over the analysed time interval. It might well be that the resulting microhydrological process has a severely stronger autocorrelation (Klemeš 1983), but it appears not possible to give an upper bound.

3. Simulation method

3.1. Aggregation

As first, simple distributional example, we take the strictly stationary Gaussian AR(1) process (Eq. 1).

As second, right-skewed distribution we take the lognormal:

$$X'_j(i) = \exp [X_j(i)], \quad i = 1, \dots, n, \quad j = 1, \dots, m, \quad (5)$$

where $X_j(i)$ is the strictly stationary Gaussian AR(1) process (Eq. 1). The lognormal is a distributional shape commonly found in data from the natural sciences (Aitchison and Brown 1957). The autocorrelation parameter a of the process $X(i)$ is drawn from a uniform distribution over $(0; a_{\max})$ (exclusive of the bounds), with $a_{\max} = 0.15, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 0.9, 0.95$ and 1.00 . A data size of $n = 1000$ is used throughout, which is the typical length of monthly time series covering the instrumental period. The number of summands (Eq. 4) is varied from $m = 1$ in logarithmically spaced steps up to $m = 10000$.

The data generation part is written in Fortran 90 at a precision comparable to FORTRAN 77's double precision. We use the uniform random number generator of Park and Miller (1988) and the routine `gasdev` from Press et al. (1996) to produce Gaussian deviates.

3.2. Estimation of the long-memory parameter

The long-memory parameter is estimated by fitting a fractional autoregressive integrated moving average or ARFIMA(p, δ, q) model. (In the case of lognormally distributed $X'_j(i)$, we use the logarithmic transformation $Y'(i) = \log [Y(i)], i = 1, \dots, n$.) Specifically, we set the moving-average order q as zero and the autoregressive parameter p equal to one. The relation between the ARFIMA(1, δ , 0) and the AR(1) model is as follows. δ defines (Brockwell and Davis 1991) a fractional difference operator, $(1 - B)^\delta$, where $|\delta| < 0.5$

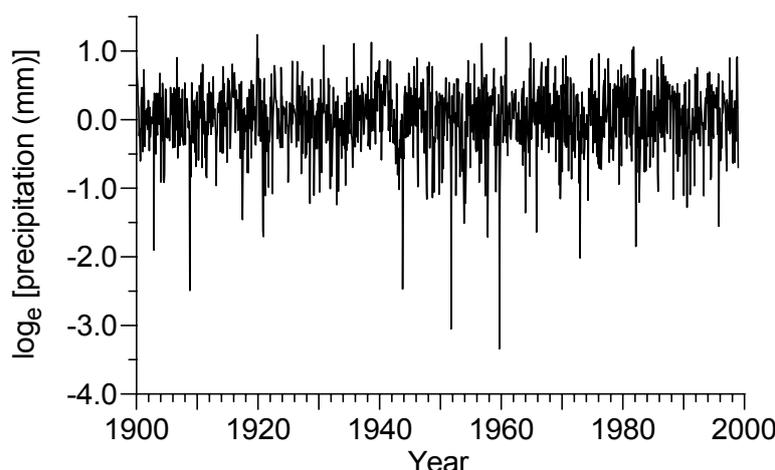


Figure 1: Precipitation time series for the Dresden (Elbe) catchment area.

and B is the backshift operator. The backshift operator shifts one step back in time, for example, $B X_j(i) = X_j(i - 1)$. The ARFIMA(1, δ , 0) model is then an AR(1) model (Eq. 1) where on the right-hand side $X_j(i)$ is replaced by $(1 - B)^\delta X_j(i)$. For the trivial case $\delta = 0$, the ARFIMA(1, δ , 0) model reduces to the AR(1) model. The ARFIMA(p , δ , q) model has $H = \delta$ (Brockwell and Davis 1991).

The logarithmic transformation of the $Y(i)$ data is necessary to achieve a (roughly) Gaussian shape of the simulation time series data. Fitting the ARFIMA(1, δ , 0) model is achieved using an exact maximum likelihood criterion (Beran 1994). We use the software module ARFIMA, written in the Ox statistical computer language (Doornik and Ooms 2001). The numerical implementation is described by Doornik and Ooms (2003).

3.3. Monte Carlo simulations

One simulation loop consists of the following steps.

1. generate data, $X_j(i)$, $X'_j(i)$, $Y(i)$ (lognormal distribution, $Y'(i)$);
2. standardize $Y(i)$ (lognormal distribution, $Y'(i)$);
3. estimate H via the ARFIMA(1, δ , 0) model fitted to $Y(i)$ (lognormal distribution, $Y'(i)$) as $H = \delta$.

These steps are carried out $n_{\text{sim}} = 400$ times. The average of H over the simulations with its standard error is then plotted against m .

4. Results and conclusions

The first, major result is that H approaches saturation already for m above a few hundred. This behaviour apparently does not depend on the distributional shape (Gaussian, Fig. 2, versus lognormal, Fig. 3). This point on the m axis, from where saturation behaviour occurs, does not depend on a_{max} , as long as a_{max} is above a value of about 0.4 to 0.6.

Second, the distributional shape has little influence, as noted already by Granger (1980). Third, the upper limit of the interval for the AR(1) parameter has a strong influence on the saturation value of H , as noted by Granger (1980). Below $a_{\text{max}} = 0.6$ or 0.4, the aggregated series seem not to exhibit a nonzero long-memory parameter H .

Acknowledgements

This work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Bonn, Germany).

References

- Aitchison J, Brown JAC (1957) *The Lognormal Distribution*. Cambridge University Press, Cambridge, 176 pp.
- Akaike H (1973) Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. In: Petrov BN, Csáki F (Eds) *Second International Symposium on Information Theory*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp 267–281.

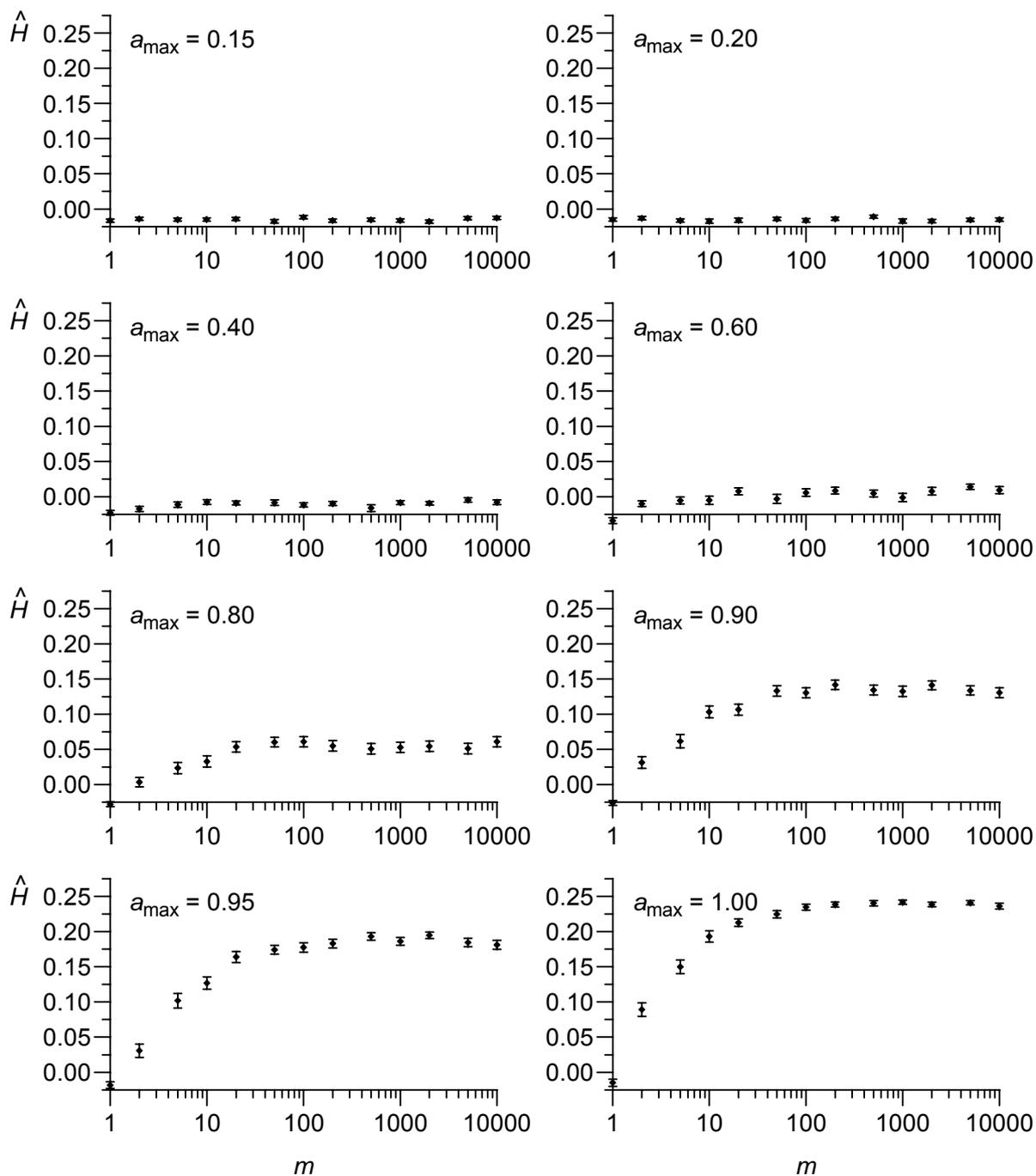


Figure 2. Results (normal distribution). Average of \hat{H} over $n_{\text{sim}} = 400$ simulations (filled circles) with standard errors (vertical bars).

Beran J (1994) *Statistics for Long-Memory Processes*. Chapman and Hall, Boca Raton, FL, 315 pp.

Brockwell PJ, Davis RA (1991) *Time Series: Theory and Methods*. Second edition. Springer, New York, 577 pp.

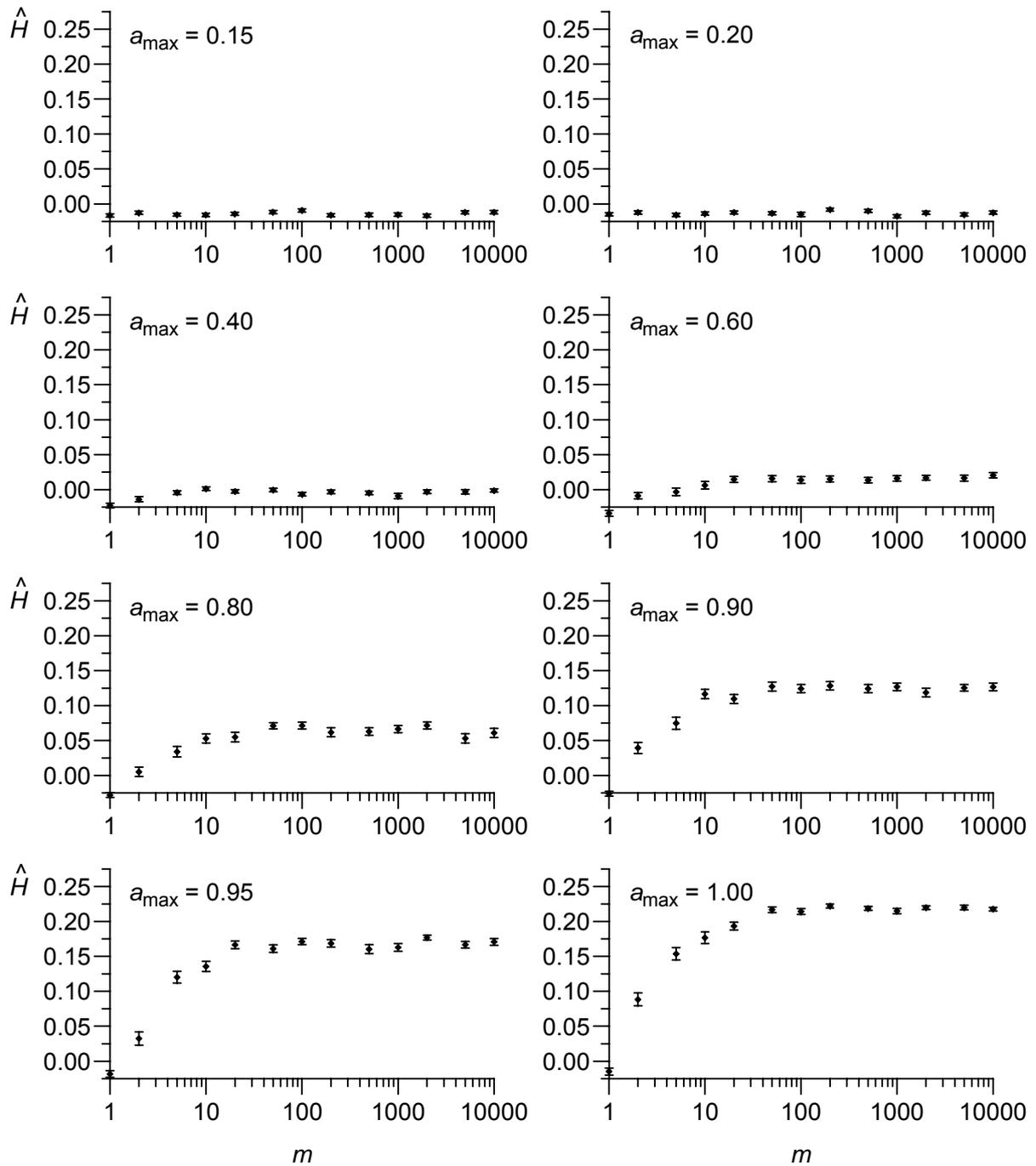


Figure 3. Results (lognormal distribution). Average of \hat{H} over $n_{\text{sim}} = 400$ simulations (filled circles) with standard errors (vertical bars).

Doornik JA, Ooms M (2001) *A Package for Estimating, Forecasting and Simulating Arfima Models: Arfima package 1.01 for Ox*. Published oneself, Oxford, 32 pp. <http://www.doornik.com>, 18 December 2005

Doornik JA, Ooms M (2003) Computational aspects of maximum likelihood estimation of

- autoregressive fractionally integrated moving average models. *Computational Statistics and Data Analysis* 42(3): 333–348.
- Embrechts P, Klüppelberg C, Mikosch T (1997) *Modelling Extremal Events for Insurance and Finance*. Springer, Berlin, 648 pp.
- Granger CWJ (1980) Long memory relationships and the aggregation of dynamic models. *Journal of Econometrics* 14(2): 227–238.
- Hasselmann K (1976) Stochastic climate models: Part I. Theory. *Tellus* 28(6): 473–485.
- Hosking JRM (1984) Modeling persistence in hydrological time series using fractional differencing. *Water Resources Research* 20(12): 1898–1908.
- Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johnson CA (Eds) (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 881 pp.
- Hulme M, Osborn TJ, Johns TC (1998) Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophysical Research Letters* 25(17): 3379–3382.
- Hurst HE (1951) Long-term storage capacity of reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 116(??): 770.
- Kantelhardt JW, Rybski D, Zschiegner SA, Braun P, Koscielny-Bunde E, Livina V, Havlin S, Bunde A (2003) Multifractality of river runoff and precipitation: Comparison of fluctuation analysis and wavelet method. *Physica A* 330(1–2): 240–245.
- Klemeš V (1983) Hydrology, stochastic. In: Kotz S, Johnson NL, Read CB (Eds) *Encyclopedia of statistical sciences*, volume 3. Wiley, New York, pp 694–700.
- Lahiri SN (2003) *Resampling Methods for Dependent Data*. Springer, New York, 374 pp.
- Liljequist GH, Cehak K (1984) *Allgemeine Meteorologie*. 3 edition. Vieweg, Braunschweig, 396 pp.
- Linden M (1999) Time series properties of aggregated AR(1) processes with uniformly distributed coefficients. *Economics Letters* 64(1): 31–36.
- Mandelbrot BB, Wallis JR (1969) Some long-run properties of geophysical records. *Water Resources Research* 5(2): 321–340.
- Milly PCD, Wetherald RT, Dunne KA, Delworth TL (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature* 415(6871): 514–517.
- Mudelsee M (2002) TAUEST: A computer program for estimating persistence in unevenly spaced weather/climate time series. *Computers and Geosciences* 28(1): 69–72.
- Mudelsee M, Börngen M, Tetzlaff G, Grünwald U (2003) No upward trends in the occurrence of extreme floods in central Europe. *Nature* 425(6954): 166–169.

- Mudelsee M, Börngen M, Tetzlaff G, Grünewald U (2004) Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway “Zugstrasse Vb”. *Journal of Geophysical Research* 109(D23): D23101 (doi:10.1029/2004JD005034).
- Park SK, Miller KW (1988) Random number generators: Good ones are hard to find. *Communications of the ACM* 31(10): 1192–1201.
- Press WH, Teukolsky SA, Vetterling WT, Flannery BP (1996) *Numerical Recipes in Fortran 90*. Cambridge University Press, Cambridge, 935-1446 pp.
- Priestley MB (1981) *Spectral Analysis and Time Series*. Academic Press, London, 890 pp.
- Robinson PM (Ed) (2003) *Time Series with Long Memory*. Oxford University Press, Oxford, 382 pp.
- Schulz M, Stattegger K (1997) SPECTRUM: Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers and Geosciences* 23(9): 929–945.

Author’s address:

Dr. Manfred Mudelsee
University of Leipzig
Institute of Meteorology
Stephanstrasse 3
04103 Leipzig
Germany

Quantification of topographic effects on predicted precipitation in the Erzgebirge

Janek Zimmer, Armin Raabe, Gerd Tetzlaff

Summary

Orographically enhanced precipitation played a major role in the flooding event in August 2002 in the Eastern Erzgebirge mountains. Both global and mesoscale models underestimated local intensities even with the correct position of the associated large-scale front.

The limited area model LM of the DWD has been used in a sensitivity study of orographic precipitation involving an idealized bell-shaped orography. The dependence of precipitation on different determining parameters is investigated, with special emphasis on layer stability and wind structure. With the operational horizontal grid spacing of about 7 km, the LM simulations reproduce common distributions of vertical velocity and precipitation for uniformly stratified flows of varying stability. Highest rates are computed for stratiform cases with decreasing stability at higher levels and for convective environments. Both situations differ from the wave-like appearance of the uniformly stratified flows. Several vertical profiles of horizontal wind velocity structure are found to significantly influence magnitude and vertical decay of upward motion.

Simplified profiles of the Eastern Erzgebirge mountain range and atmospheric conditions comparable to that of the flooding event are introduced to estimate the orographically-induced precipitation in a homogeneous flow. These numerical simulations are compared with values computed by the diagnostic maximum precipitation model MAXRR. Due to the relatively coarse grid in LM, small-scale differences through enhanced orographic lift cannot be resolved. Nevertheless, the amounts observed in this flooding case are reproduced with the high-resolution diagnostic model.

Zusammenfassung

Orografisch verstärkter Niederschlag im Bereich des Osterzgebirges spielte eine große Rolle bei der Entstehung des Elbehochwassers im August 2002. Sowohl globale als auch mesoskalige Vorhersagemodelle unterschätzten die lokalen Niederschlagsintensitäten trotz richtiger Positionierung des synoptisch-skaligen Frontenzuges.

Zur Untersuchung der Gründe wurde das Lokalmmodell des DWD für eine Sensitivitätsstudie bezüglich orografisch beeinflussten Niederschlags im Bereich eines idealisierten Glockenberges verwendet. Die Abhängigkeit des Niederschlags von verschiedenen Kontrollparametern wurde untersucht, mit besonderer Beachtung von Schichtungsstabilität und Horizontalwindstruktur. Bei Verwendung der operationellen Gitterweite von 7 km reproduzieren die Simulationen mit dem LM die bekannten Verteilungen von Vertikalwind und Niederschlag für unterschiedliche Schichtungen mit höhenkonstanten

Temperaturgradienten. Die höchsten Niederschlagsraten ergeben sich jedoch für stratiforme Aufgleitprozesse im Fall von abnehmender Stabilität in mittleren und hohen Bereichen der Troposphäre sowie für konvektive Umgebungen, in beiden Fällen mit signifikanter Änderung des Vertikalwindfeldes verglichen mit der zuvor erwähnten Strömung. Der Einfluss des Vertikalprofils des horizontalen Windes auf Stärke und vertikale Abschwächung der Aufwärtsbewegung muss beachtet werden.

Schließlich wurden die Sensitivitätsstudien ausgedehnt auf ein vereinfachtes Höhenprofil des Osterzgebirges. Als Ausgangssituation wurden dabei die atmosphärischen Bedingungen verwendet, die mit denen des Hochwasserereignisses vergleichbar sind. Diese numerischen Simulationen wurden mit Werten des einfachen diagnostischen Maximalniederschlagsmodells MAXRR verglichen. Entsprechend der relativ groben Gitterweite des LM können kleinräumige Unterschiede durch verstärkte orografische Hebung nicht wider gegeben werden, wogegen die beobachteten Niederschlagsmengen des Hochwasserereignisses mithilfe des hoch aufgelösten diagnostischen Modells erreicht werden.

1. Introduction

Orographic barriers generally exhibit higher mean values of annual precipitation due to several effects with the most important one known as forced lifting of moisture-laden stable air across the obstacle. Lifting is required for an air parcel to reach its saturation level. As the air moves further upwards, it cools down according to the moist-adiabatic lapse rate, limiting the capacity of the air to carry water vapour. The difference in vapour load is then released as liquid water and finally sediments once a certain threshold of drop size is reached. Orography acts as a source of atmospheric uplift and therefore increases or even generates precipitation on its windward slope in case of sufficient available moisture. The orographically-induced precipitation is further increased when hydrometeors originating from elevated precipitating clouds fall into the lower stratiform cloud on top of the mountain. This so called seeder-feeder-mechanism describes the growth of (mostly) frozen particles within warm clouds due to the Bergeron-Findeisen process.

In case of conditionally unstable air stratification, mountains may trigger convection through destabilization on the windward side, through lee-side convergence of air flowing around the obstacle or by solar insolation on tilted slopes.

The extreme precipitation event of August 2002 in the Eastern Erzgebirge was greatly caused by upslope lifting of slightly stable, moist and warm air masses across the northerly terrain slopes. Daily sums reached as much as *312 mm* at the crest in Zinnwald-Georgenfeld, where more than half of it can be prescribed to orographic enhancement (DWD, 2002).

The synoptic pattern leading to this extraordinary, stationary precipitating area is classified as 'Vb' and is characterized by a northward track of low pressure areas originating in the Mediterranean Sea near Genova. Track forecast is rather uncertain for this type of synopsis as the cyclone involves great amounts of moisture which further enhance the dynamic complexity. Nonetheless, the appropriate position of the frontal boundary separating warm air

masses to the east and cool ones to the west was finally identified by global models at least 18 hours in advance. Comparing the 3-day accumulated rainfall predicted by the Lokalmodell (LM) with observations, it turns out that the overall situation is captured quite well, as can be proven by the correct position of the frontal areas extending from Western Switzerland over the Czech Republic to Eastern Germany. Contrary to that, the predicted peak values in the Eastern Erzgebirge hardly exceed 100 mm because of the underestimated orographic fraction of total precipitation.

2. Fraction of orographic precipitation from observations

The overall precipitation during August 12-13th reveals a pronounced dependency on orographic modification of air flow. Fig. 1a

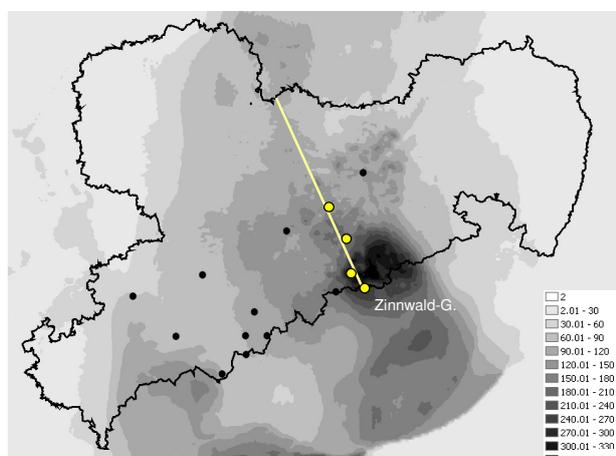


Fig. 1a:
Radar-derived daily precipitation [mm] through August 12 to 13, 2002 for the area of Saxony.

shows radar-derived precipitation for Saxony and its closer surroundings. It can be seen that the highest values reach as much as 400 mm northeast of Zinnwald-Georgenfeld. However, widespread rainfall accumulations of about 60 to 120 mm were recorded in absence of significant orographic influence. Almost ideal patterns of three-dimensional moisture-flux divergence led to synoptic-scale lifting at the frontal boundary (Ulbrich et al., 2003) situated to the west of the surface low. The rapid decrease of rainfall to the east can be explained with that pattern.

The 24h sum of observed precipitation along a representative cross-section of the Eastern Erzgebirge height profile visible in fig. 1b illustrates the intense enhancement exerted by orographic lifting in this particular case. Starting from a radar-estimated value of 120 mm originating from frontal activity, rainfall continuously increases towards the crest near Zinnwald. Hereafter, an orographic ratio reaching 60% of total rainfall is equivalent to about 8 mmh^{-1} of orographically-induced intensity at the mountain crest.

Another important aspect of orographic enhancement can be observed regarding the measurements of Altenberg vs. Zinnwald. Since the strongest upward motion is generated at the position of the steepest terrain slope, the highest amounts would be first expected near Altenberg rather than at the top.

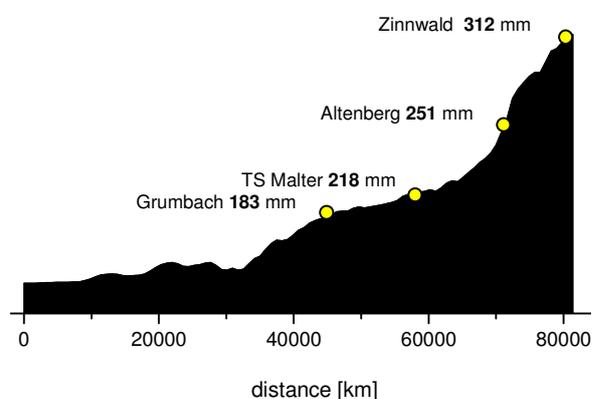


Fig. 1b:
Rain-gauge observations along the orographic cross-section drawn in fig. 1a.

But as condensed particles require a certain time to grow and become advected with the horizontal wind, they finally reach the ground some distance downstream of the lifting source.

3. Sensitivity study with the Lokalmmodell (LM)

3.1 Model setup

Sensitivity studies with the LM have been carried out to investigate the ability of the model to capture the observed high amounts through upslope lifting. Atmospheric parameters including

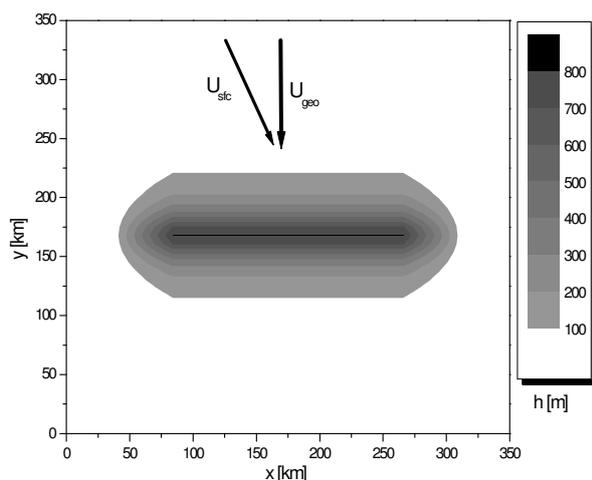


Fig. 2: Orography of a bell-shaped ridge [m] (shaded) and direction of geostrophic (U_{geo}) and surface winds (U_{sfc}).

stratification, wind speed and -shear are varied to tackle the influence of these ingredients on rain intensity for a bell-shaped orography. Crest height H and half width a of the idealized mountain ridge (fig. 2) were chosen such that it resembles the proportions of the Erzgebirge. A horizontally homogeneous air flow encountering the obstacle is realized by a single vertical profile of temperature, humidity and wind vectors which is expanded horizontally under consideration of hydrostatic equilibrium (Zimmer, 2006). The simulations were performed at a grid resolution of 7 km.

3.2 Variation of atmospheric stability

In an unsaturated atmosphere, the static stability can be expressed using the Brunt-Väisälä-frequency N_d :

$$N_d^2 = \frac{g}{\Theta_0} \frac{d\Theta}{dz}. \quad (1)$$

Because initial conditions at the northern (inflow) boundary do not exceed 98% in relative humidity, the gradient of potential temperature Θ can be used as the controlling parameter in order to vary stratification. The range of selected temperature profiles can be seen in fig. 3. Only one setup alters $d\Theta/dz$ with height, while the others are of uniform stratification to avoid discontinuity effects.

Fig. 4 illustrates the dependence of maximum rain rate on static stability. With decreasing stability $d\Theta/dz$, the rainfall rate RR slowly increases by about 50% within the stratiform flow regime (dark columns). This is due to the fact that greater stability suppresses the upward motion of an air parcel through greater negative buoyancy which has to be overcome by surface-induced lifting at the terrain slopes.

From a certain value of potential temperature gradient, a considerable fraction of total precipitation is diagnosed by the LM output as convective rainfall (light grey columns). A

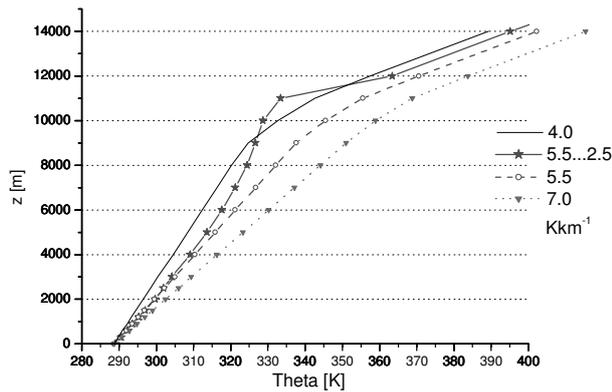


Fig. 3: Range of vertical profiles of potential temperature used in the sensitivity study with LM.

mean rainfall rate on the windward (northern) slope of the bell ridge. In the stable flow regime, it decreases with lowered stability, therefore opposing the increase of maximum point rainfall rate RR . As the precipitating clouds do not extend as far upstream of the mountain ridge compared to the strongly stable cases, reduced stability results in a (horizontally) smaller orographic cloud leading to reduced area-mean accumulations. Convection turns out to be the most effective precipitation process regarding grid point rain rate as well as area-

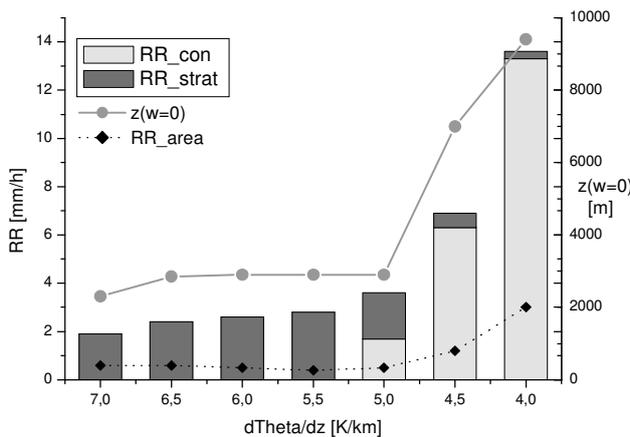


Fig. 4: Stratiform and convective fraction of orographic precipitation (dark and light columns), upper limit of upward motion $z(w=0)$ (filled circles) and area-averaged precipitation (diamonds) for the temperature profiles shown in fig. 3.

(referred to as "5.5...2.5", see fig. 3) concerning mid- and high-altitude temperatures to reduce this energetic effect. The resulting profile close to moist-adiabatic lapse rate and still *without* diagnosed convective fraction of precipitation, leads to an extended region of upward motion on the windward slope compared to the uniformly stratified case (fig. 5a and b). Maximum precipitation intensity RR was enhanced by 36% reaching 3.8 mmh^{-1} and slightly shifted to the north (upstream). This is supposed to be a reaction to the altered structure of the mountain wave, which is now less tilted and the vertical wavelength is increased (Colle, 2004). Further adjustment of the temperature towards moist-adiabatic conditions resulted in convective overturning, at least in some locations on the windward slope.

distinct jump in intensity RR is observed (fig. 4), as a consequence of both amplified maximum of vertical velocity w (not shown) and raised upper limit of w , $z(w=0)$. The latter parameter is important in the way that an extended upwind region not only involves more precipitable water, but also raises the precipitation efficiency through micro-physical effects due to the inclusion of cloud ice.

The dotted curve in fig. 4 represents the area-mean values of RR . Since it was parameterized using the mass-flux scheme after Tiedtke (1989), results have to be proven with either different parameterization schemes or highly-resolved, explicit simulations of convective environments.

The temperature profile with the highest rain rate in the stable regime, $d\theta/dz = 5.5 \text{ Kkm}^{-1}$ (see fig. 4), showed growing differences between parcel and environmental temperature in higher levels gradually increasing the energy needed to overcome these negatively buoyant forces. The profile has therefore been modified

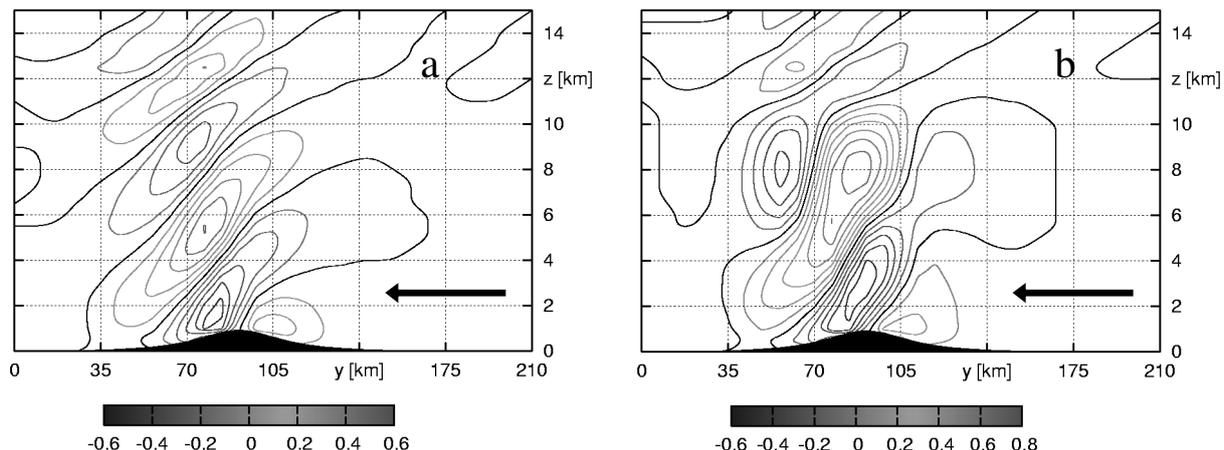


Fig. 5: Cross-section of vertical velocity w [ms^{-1}] for a) $d\theta/dz=5.5 Kkm^{-1}$ and b) $d\theta/dz=5.5...2.5 Kkm^{-1}$. Flow is directed southwards (to the left) with constant $U=15 ms^{-1}$ over a bell-shaped ridge of height $H=800 m$. Contour interval is $0.1 ms^{-1}$, thick line indicates $w=0$.

3.3 Variation of horizontal wind speed

Besides the terrain slope itself, the horizontal wind speed U_0 perpendicular to the mountain ridge is the key parameter that determines the surface-induced vertical wind velocity w_{oro} :

$$w_{oro}(x) = U_0 \frac{dh(x)}{dx}, \tag{2}$$

where $h(x)$ is the terrain function. As the magnitude of upward motion is the main ingredient for the condensation rate within the orographic cloud (Haltiner & Williams, 1980), stronger air flow towards the obstacle usually results in higher precipitation intensities. Nonetheless, this relation is at least for a certain range of U_0 non-linear due to dynamical interaction. With weaker winds, the air may not be able to flow over the obstacle and pass laterally instead. These so called blocking situations occasionally produce greater amounts of precipitation

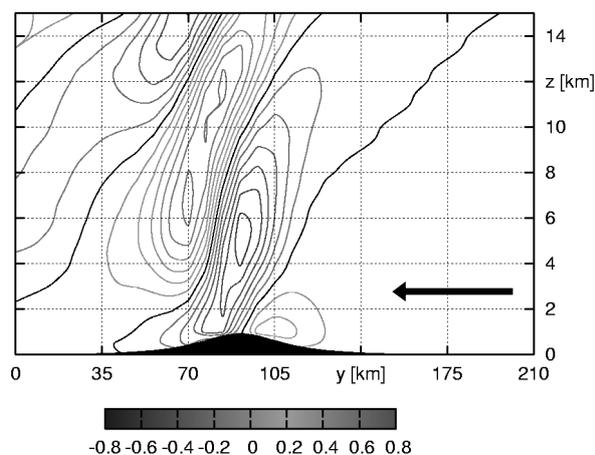


Fig. 6: Same as fig. 5a but for horizontal wind increasing to $50 ms^{-1}$ at 300 hPa.

upstream of the mountain compared to the slope (Jiang, 2003). The discrimination between "flow-over" and "flow-around" conditions can be estimated using the Froude number (Kunz, 2003), which relates inertial and buoyant forces.

Another dynamical effect limiting the region of upward velocity is the decay of the surface-induced upwind by the wave-like flow pattern with its phase lines tilted upstream in (at least weakly) stable environments (see cross-section of w in fig. 5a). Stratification is one responsible factor (see chapter 3.2), but wind shear dU/dz

additionally accounts for the modification of the wave structure. LM simulations of differently sheared flows have been conducted for the uniform stability $d\theta/dz=5.5 Kkm^{-1}$,

with the most striking case shown in fig. 6. Starting from $U=15 \text{ ms}^{-1}$ above the boundary layer, horizontal winds strengthen with height and reach 50 ms^{-1} at the jetstream level. If compared with the unshered flow (fig. 5a), a more upright tilted axis of vertical velocity can be recognized as well as an extended upper limit of the windward slope upwind region. Rainfall is therefore enhanced by 46%, although the surface-induced velocity w_{oro} is identical in both cases.

On the other hand, reversely sheared winds (constant $U=15 \text{ ms}^{-1}$ aloft with a maximum of 18 ms^{-1} at lower levels around 900 hPa) did not significantly change the flow pattern, only the maximum rain rate was raised by 7% compared to the unshered flow. Here, the higher intensity can be attributed to the slightly stronger winds above the boundary layer.

3.4 LM Case study: Erzgebirge

The extreme precipitation recorded on August 12-13th, 2002 in the Eastern Erzgebirge was dominated by orographic enhancement at the northwest slopes. In order to test the ability of the LM to reproduce the observed high amounts, idealized simulations of similar atmospheric conditions have been performed using the bell-shaped ridge with terrain gradients comparable to the mountain top near Zinnwald and, as a second step, the real Erzgebirge orography at 7 km grid resolution. The radiosonde sounding from August 13th, 00UTC at Prague provided vertical profiles of the input variables. It was characterized by strong northwesterly low-level winds and a deep, nearly moist-adiabatic environment. For the LM runs, the maximum winds at 900 hPa were reduced to $U_0=18 \text{ ms}^{-1}$ to account for the estimated mean wind over at least six hours.

The bell-ridge induced orographic rain rates on the order of 4 mmh^{-1} which has to be considered an adequate value for the given magnitude of winds and slope. In contrast to that, a simulation with the realistic model of the Erzgebirge orography revealed much lower intensities ($RR_{max}=1.6 \text{ mmh}^{-1}$), but for a wider area on the windward side (fig. 7). Moreover, the peak values were located some distance west of the affected catchment areas in the eastern part (thick outlines in fig. 7). This is partly due to the missing area of synoptic-scale lifting. On the other hand, the vertical velocity w quickly vanishes with height, reducing the amount of water vapour involved in the condensation process and lacking frozen particles needed for microphysical enhancement. Since identical initial conditions have been used for both runs, the structured Erzgebirge orography

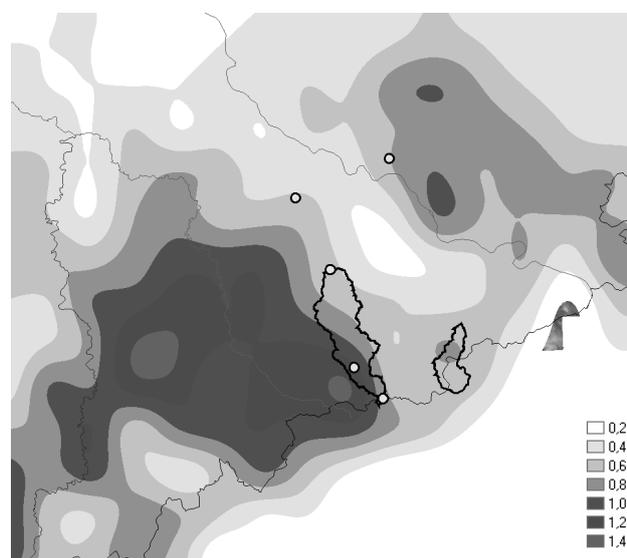


Fig. 7:
Orographic precipitation RR in the region of the Eastern Erzgebirge simulated with LM for a wind direction of 340° . Shading represents RR at intervals of 0.2 mmh^{-1} and outlined areas mark the catchment areas of Malter and Gottleuba reservoirs.

containing only smooth hills and valleys is responsible for the significant difference in the three-dimensional flow pattern over the mountain barrier. Detailed investigations at higher model resolution are supposed to improve the understanding of this kind of dynamical interaction.

4. Estimation of maximum precipitation with MAXRR

4.1 Model characteristics

The diagnostic model MAXRR developed by Tetzlaff & Raabe (1999) is used to depict the maximum possible precipitation for certain combinations of atmospheric flows. A single vertical profile of the relevant flow parameters is required, e.g. from a radiosonde sounding, to create a horizontally homogeneous flow over any orographic barrier.

The rate of condensation associated with orographic lifting w_{oro} is realized following the principle of saturation adjustment. Once the lifting condensation level (LCL) is reached,

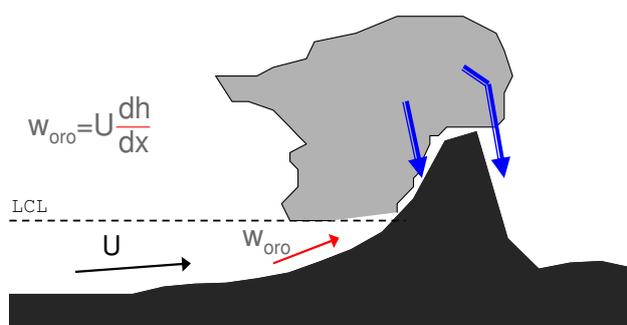


Fig. 8:
Schematic illustration of precipitation process applied with MAXRR.

further moist-adiabatic cooling reduces the saturation vapour pressure and the difference is instantaneously released as condensed water. Because of the fact that no microphysical parameterization is applied which reduces or delays the particle formation, the released liquid water can be designated as maximum possible precipitation for the given flow specification.

Advection of the falling hydrometeors with the horizontal wind vector has been implemented since a considerable fraction

of condensate originates at mid levels and therefore shifts the maximum point precipitation downstream from where it was generated. The terminal fall velocities of rain drops and snow crystals are parameterized after Sinclair (1994):

$$v_{Fall} = \begin{cases} \frac{q_v}{q_{v,sfc}} v_{rr,0} \\ \frac{q_v}{q_{v,freeze}} v_{sn,0} \end{cases}, \quad (3)$$

with values for $v_{rr,0}$ and $v_{sn,0}$ usually estimated as 6 and 1 ms^{-1} , respectively. Fig. 8 shows a simplified scheme that illustrates the precipitation process within the model.

4.2 Different vertical scaling of upward motion

In MAXRR, the surface-induced vertical wind velocity w_{oro} is diagnosed after equation (2) using the horizontal wind at the 900 hPa -level for the decisive value of U_0 . However, w_{oro}

decays more or less slowly with increasing height, as it is demonstrated by LM simulations in chapter 3. A parameterization of the scaling function

$$w^*(z) = \frac{w(z)}{w_{oro}} \quad (4)$$

is required to consider this dominating impact on precipitation intensity RR and its areal distribution. With the help of a mesoscale numerical model such as LM, it is possible to insert realistic wave-like patterns of the normalized velocity $w^*(z)$ into MAXRR. On the other hand,

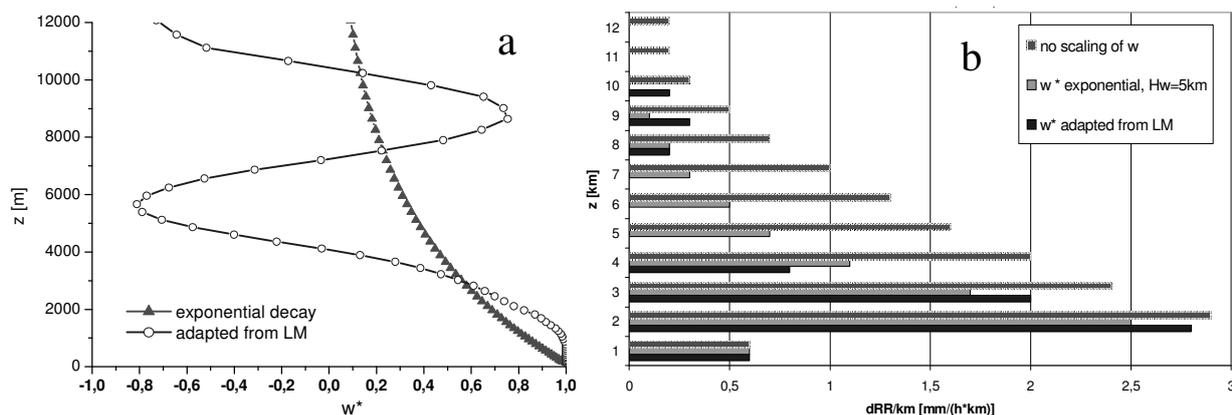


Fig. 9:

a) Shapes of normalized vertical velocity $w^*(z)$ and b) their corresponding contribution to liquid water production per km of height. An additional unscaled profile (red columns) is added in b) as reference.

idealized (or hypothetical) profiles may be tested concerning their effect on RR . Varying $w^*(z)$ for otherwise identical flow situations offers the possibility to look at the influence of vertical distribution of liquid water production on total precipitation. A selection of typical shapes of $w^*(z)$ is shown in fig. 9a including $w^*(z)=1$ (no decay), exponential decrease $w^*(z)=w_{oro} \cdot \exp[-z/H_w]$ for a given scale height H_w , and a pattern extracted from idealized LM simulations (see fig. 5a) of weakly stable upslope flow. The resulting contributions to liquid water production dRR by the single layers can be seen in fig. 9b. In case of a deep upward motion without vertical damping, the natural decrease of water vapour q_v with height reduces dRR in the first place. Further decrease is observed for exponential decay of $w^*(z)$, as it occurs within neutrally stratified orographic flow suppressing mountain wave generation (Miglietta & Rotunno, 2005). The majority of precipitation particles originate from the lowest 3 to 4 km corresponding to vapour supply. Nonetheless, $w^*(z)$ greatly determines the total precipitation as can be seen from the columns of dRR induced by the wave-like structure of $w^*(z)$. For stronger wave amplitude and tilting, the upper boundary of vertical velocity is lowered and prevents the conversion of a considerable fraction of q_v . Another influence on precipitation amplitude and distribution is exerted by advection of falling particles with the horizontal wind. Depending on the level of origin, the drift distance can either concentrate or diverge the upslope pattern (not shown). This is especially striking with elevated lifting, for example by synoptic-scale frontal structures.

4.3 MAXRR Case study: Erzgebirge

Orographically-induced precipitation rates can be computed at very high resolution by MAXRR because of the diagnostic model equations. Therefore it is possible to examine the impact of model resolution on the induced liquid water production as well as the following hydrometeor advection with the horizontal wind. The vertical profile of atmospheric conditions used with the LM case study in chapter 3.4 is now initialized for a MAXRR run, which is to investigate the influence of grid resolution dx on the distribution of orographically-induced rainfall. Fig. 10a und b show the precipitation rate RR for 7 and 1 km grid interval computed with MAXRR. Areal distribution of local maxima is much better for the 1 km-run compared to $dx=7$ km. For $dx=7$ km, the precipitation peak is about 5 km southwest of the strongest terrain slope which could also be observed within the LM output. Moreover, numerous smaller maxima cannot be resolved (see southwestern corner of model domain), exhibiting the risk of strong underestimation of orographic precipitation falling in smaller catchment areas. However, the highest intensities in the outlined areas are captured even with the coarse resolution, so that the small amounts simulated with LM are ascribed to dynamical interaction of flow and orography rather than to the lacking resolution of smaller-scale terrain features.

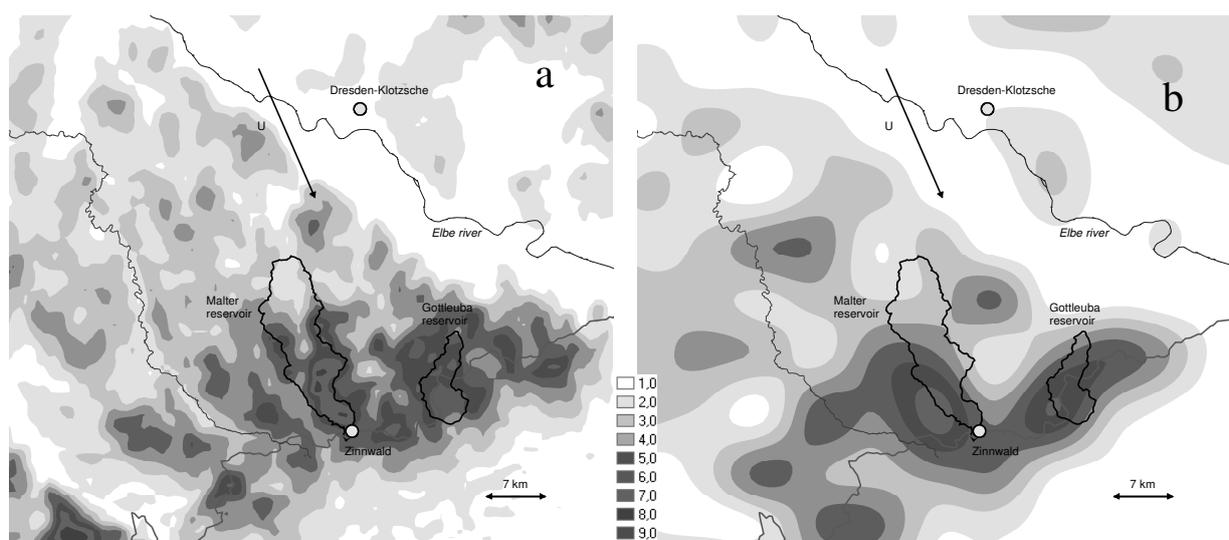


Fig. 10:

Orographic precipitation RR in the region of the Eastern Erzgebirge computed with MAXRR for a wind direction of 340° and grid resolution of a) 1 km and b) 7 km. Shading represents RR at intervals of 1 mmh⁻¹ and outlined areas mark the catchment areas of Malter and Gottleuba reservoirs.

5. Summary

The orographic fraction of precipitation recorded during the flooding event of August 2002 in the Eastern Erzgebirge amounts to more than half of the total sum. The extraordinary rain rates were subject of detailed simulations in order to verify the ability of forecast models to predict satisfying amounts and distribution of orographically-induced heavy rainfall.

A sensitivity study of atmospheric stability and wind profiles was performed for flows over an artificial orography using the mesoscale model LM at 7 km resolution. The largest amounts of both maximum and area-averaged precipitation were simulated for convective environments. In the stable flow regime, reduced upper-level stability and strong forward wind shear enhanced the precipitation rate through an extended region of upward motion on the windward slope. An estimated profile of flow parameters similar to the conditions present during a heavy precipitation event in the Erzgebirge served as initialization for a LM run over the real Erzgebirge orography. The observed large amounts of precipitation could not be reproduced because upward motion was limited to shallow layers near the surface, highlighting the importance of the structure of vertical velocity for heavy precipitation.

The diagnostic maximum precipitation model MAXRR was used to acquire the vertical distribution of liquid water release for several shapes of vertically scaled upward velocity $w^*(z)$. Results show the importance of knowing its exact vertical profile, since it dominates both amplitude and distribution of orographic precipitation. Regarding a typical catchment area in the Eastern Erzgebirge, considerable differences in predicted precipitation have been found for varied grid resolution used in the MAXRR case study. A few small-scale terrain features could not be resolved by the coarse grid and the positions of local maxima were misplaced leading to erroneous values of forecast precipitation within smaller catchment areas.

References

- Colle, B.A. (2004): Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modelling perspective. *Journal of the Atm. Sciences* 61 (5), pp. 588-606.
- Deutscher Wetterdienst: Klimastatusbericht 2002.
- Haltiner, G.J., Williams, R.T. (1980): Numerical prediction and dynamic meteorology. *John Wiley and sons, New York*. 477 p.
- Jiang, Q. (2003): Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus* 55A, pp. 301-306.
- Kunz, M. (2003): Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen. *Dissertation, University of Karlsruhe*.
- Miglietta, M.M., Rotunno, R. (2005): Simulations of moist nearly neutral flow over a ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences* 62 (5), pp. 1410-1427.
- Sinclair, M.R. (1994): A diagnostic model for estimating orographic precipitation. *Journal of Applied Meteorology* 33, pp. 1163-1175.
- Tetzlaff, G., Raabe, A. (1999): Räumliche und zeitliche Verteilung maximaler Niederschläge. *Extreme Naturereignisse und Wasserwirtschaft - Niederschlag und Abfluss, Internationales Symposium, Bayerisches Landesamt für Wirtschaft, Informationsheft Nr. 5*, pp. 57-64.
- Tiedtke, M. (1989): A comprehensive mass flux scheme for cumulus-parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review* 117, pp. 1779-1799.

Ulbrich, U., Brücher, T., Fink, A.H., Leckebusch, G.C., Krüger, A., Pinto, J.G. (2003): The central European floods of August 2002: Part 2 - Synoptic causes and considerations with respect to climatic change. *Weather* 58, pp. 434-442.

Zimmer, J. (2006): Initialisierung des LM mit künstlichen Eingangsdaten zur Abschätzung orografischer Effekte auf die Niederschlagsverteilung bei idealisierten Strömungssimulationen. *In diesem Heft*, 4 S.

Modeling of Orographic Precipitation Events in South America to couple Hydrological and Atmospheric Models

Part I:

The simulation of rain with the Mesoscale Model GESIMA

N. S. Kruk¹, P. Hoffmann² and A. Raabe²

¹ Instituto Tecnológico de Aeronáutica – ITA, São José dos Campos – SP, Brazil. nsmaha@ita.br

² Universität Leipzig - Institut für Meteorologie. Stephanstr. 3, 04103 Leipzig.

Zusammenfassung

Globalmodelle sind aufgrund ihres groben Gitters (60 x 60 km) nur unzureichend in der Lage kleinskalige Prozesse (orographische Niederschlagsverstärkung) in der Atmosphäre aufzulösen. Mit Mesoskalenmodellen z.B. dem GESIMA (5 x 5 km) können deshalb die physikalische Grundlagen der Atmosphäre (Wolken- und Niederschlagsbildung) besser studiert und eine Kopplung mit hydrologischen Abflussmodellen erprobt werden. Zukünftig sieht dieses Projekt genau das vor, wobei der erste Teil, die Arbeit mit dem meteorologische Modell hier vorgestellt werden soll.

Starkniederschlagsereignisse sind vielerorts auf der Welt mit charakteristischen Wetterlagen verbunden, die quasi über Tage unverändert ergiebigen Regen produzieren. Initialisiert mit den lokalen Vertikalprofilen aus Radiosondendaten, produzieren das prognostische Mesoskalenmodell GESIMA und das diagnostische Niederschlagsberechnungsverfahren (MAXRR) maximale Regenmengen vergleichbarer Größenordnung.

Abstract

Global models are insufficient to solve small scale atmospheric processes (e.g. orographic precipitation) due to their gross resolution (60 x 60 km). With mesoscale models e.g. the GESIMA (5 x 5 km), the physical fundamentals of the atmosphere (formation of precipitation and clouds) can better be studied and a coupling with hydrological models be tested through. This project plans exactly, as a first step, the work with the cited meteorological model.

Heavy rainfall events are connected with characteristic weather conditions in many places in the world which produce invariably rain quasi over days. Initialized with the local vertical profiles from radiosonde data, the prediction model GESIMA and the diagnostic model MAXRR produced rain quantities of comparable order of magnitude.

1. Introduction

Storm and flooding events cause serious damages to economic and social activities in many regions worldwide. Thus, reliable weather forecasts are necessary to reduce damages caused by these extreme events. Warning systems can offer alerts to provide local inhabitants enough time to perform security actions. Some forecasts of natural disasters are based on numerical methods. Previous studies (Chang, 2004) have shown that a coupled atmosphere-streamflow

modeling system is able of capturing short- and longterm quantitative precipitation and streamflow that are important for flood forecasting and water resources management.

Model linkage is a challenging task due to model designs and problems of incompatible units, spatial scales, and temporal scales (Yu et al., 1999). While atmospheric models work from few to hundreds of kilometers, hydrological models work with smaller scales, from a few meters to hundreds of meters.

Coupled systems can be used in regions where monitoring is sparse. It is economically unfeasible to build an observation network dense enough to accurately monitor climate variables. Atmospheric model forecasts can be used as input to the hydrological models (Kite and Haberlandt, 1999). This application requires incorporation of the spatial heterogeneity present in sub-grid scale.

Another application of coupled systems is the use of the hydrological information in validating and improving atmospheric models. The discrete nature of precipitation observations, coupled with the high variability of the atmospheric events and model errors complicate the use of precipitation data for model validation (Benoit et al., 2000). Hence, hydrological models are an important complementary tool for atmospheric model validation. The accuracy of atmospheric model in predicting watershed precipitation can be evaluated by ignoring internal spatial variability and by comparing simulated flow with observations.

It is also possible to optimize the management of the reservoirs, for water supply as much as for the energy production, by predicting basin outflows.

The Institute for Meteorology – University Leipzig – carried out a study within framework of coupling a mesoscale atmospheric models with a hydrological grid point model for closed description of water cycle.

A two-way-coupling of a meso- β -scale meteorological model with a runoff model was developed and tested in short time scale. The hydrological processes of river catchment are considered in the atmospheric model, which itself drives the hydrological model (Mölders and Raabe, 1997). It means that precipitation and evapotranspiration predicted by meteorological model serve as input for hydrological model, while runoff and lateral water flows determined by hydrological model are considered in calculation of soil wetness by the meteorological model.

The Leipzig's version of non-hydrostatic model GESIMA (Geesthacht's Simulation Model of the Atmosphere) was used in that study. The hydrological model NASMO (Niederschlag-Abfluß-Simulations-Modell, i.e., precipitation runoff model, Beckmann, 1998) is a physically based model. It distinguishes surface runoff from subsurface flow and groundwater flow.

NASMO is bounded by drainage basin and has grid cells of 100 m side length. GESIMA encompasses a 225 km x 150 km region and its horizontal resolution is 5 x 5 km².

In the meteorological model, an explicit subgrid scheme was adapted for meso- β -scale to downscale the hydrologically relevant quantities (Mölders et. al., 1996, 1997; Mölders and Raabe, 1996). Herein, a higher resolution grid (1 x 1 km²) consisting of $N=25$ subgrid cells per grid cell (5 x 5 km²) was defined.

Hydrological characteristics such as flow direction, flow length, retention, initial abstraction, etc., may significantly vary within 1 x 1 km² as a consequence of terrain irregularity. Therefore, they are considered on a 100-m grid resolution. These 100-m grid cells are superimposed on 1 x 1 km² areas, which correspond to GESIMA's subgrid cells, by forming area weighted means (Mölders and Raabe, 1997). Results confirmed that there is a significant impact of surface-hydrology on cloud and precipitation formation.

Recent research is concentrated in analyzing the meteorological conditions for extreme floods. Especially, the organization of orographic rain in the low mountain regions of Germany and the resulting distribution of rain fall necessary for hydrological predictions are investigated (Zimmer, 2005). Hoffmann (2005) constructed an idealized mountain profile and

a simulation with the Lokal-Model (LM, DWD) carried out to compare with the results of the GESIMA outputs and both are close together in a kind of ensemble prediction for a heavy precipitation event.

That is the basis for the work presented here. It is planned to couple a meteorological mesoscale model with a hydrologic model in comparable form like the former tested combination GESIMA – NASMO including very intensive rainfall events. These works are carried out during a DAAD supported project between ITA, São José dos Campos – SP, Brazil and LIM Leipzig.

2. Study area

Ubatuba catchment is part of Serra do Mar and covers an area of around 64 km² in northeast São Paulo. This region presents a complex orography and frequently is reached by extreme events like intensive rainfall, floods and torrents or landslides that results serious economical and social damages. Figure 1 presents the study area localization and its steep topography.

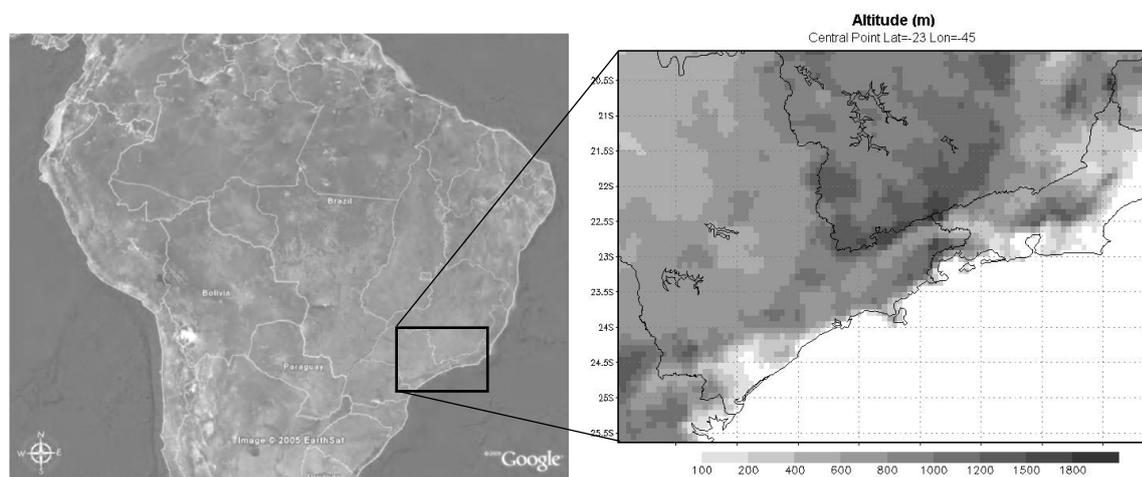


Figure 1: Ubatuba basin - Study area.

Its area is predominantly covered by tropical forest, called Mata Atlântica, and presents a significant human interference.

2.1 Time series of precipitation

The scarce numbers of stations in the studied area limits the investigations. There is just one station inside basin with recent data, named E2-009 at 220 m altitude. The annual mean precipitation at this station is 3040 mm. Another station inside the basin, E2-052 at sea level, has data from 1945 to 2000 and was not used, because we looked for a recent case. The station E2-135 at 815 m, situated outside basin, has data from 1972 to 2004 and was used to choose an event that enclosed a bigger region and was not only a local phenomenon. This station has an annual mean precipitation of 1785 mm.

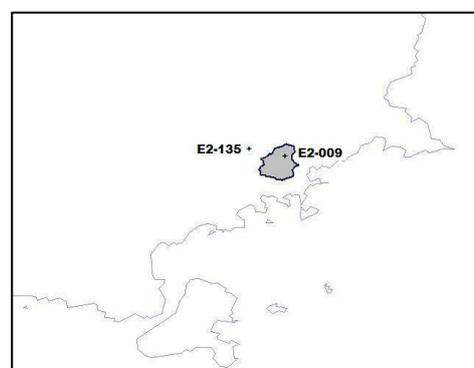


Figure 2: The station localization.

Figure 2 depicts the localization of these stations and Figure 3 presents the monthly mean precipitation (right) and the 2004 daily rainfall for station E2-009 and E2-135 (left). The selected cases were 17.07.2004 until 20.07.2004 and 22.02.2004 until 24.02.2004 due to the expressive rainfall quantity in both stations along four and three consecutive days, respectively. This way, short single events like convective rain are filtered and precipitation events of longer duration become more relevant. In the left graph in Figure 3, the two selected events have the greatest peak near 150 to 200 mm. One event is during the southern hemispheric winter (July), generally less wet with about 100 mm per month and the other one is during the summer season (February) with a monthly mean of almost 400 mm.

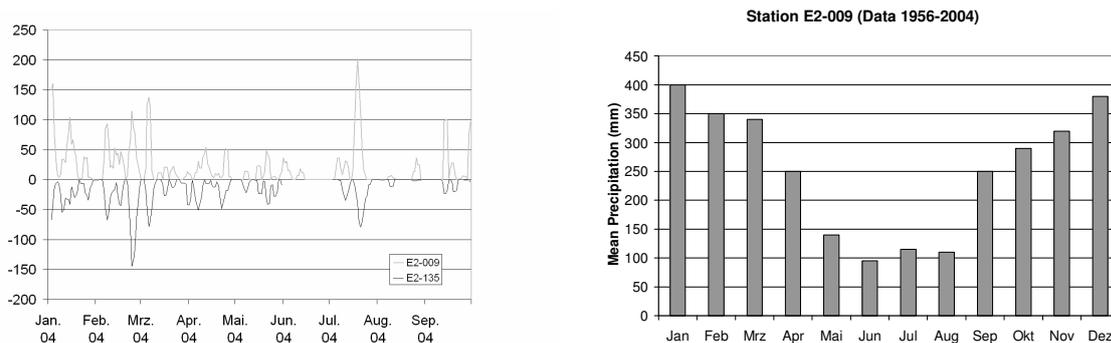


Figure 3: Three day mean of precipitation [mm] for two observatories (left) one inside the study area E2-009 (220 m) and the other E2-135 (815 m) outside. One might see two significant peaks, one in the end of February and another in the middle of July 2004, with more than 150 mm. A half century mean of monthly rain at station E2-009 (right) with heavy summer rain events (Jan.-Feb.) about 400 mm and less wet winter month (Jun.-Aug.) near 100 mm.

2.2 Synoptic situation

The synoptic conditions for the two selected cases were observed by the NCEP/NCAR global reanalyzes. Whereas the goal was to study orographic effects on the precipitation, the 20.07.2004 00h was selected due to southeast winds over the study area. Figure 4 depicts the 850 hPa topography with the geopotential height (gpm) shaded and wind vectors (m/s) to the referred case. The synoptic situation is determined by two cyclones, one in the south at 40°S and 48°W and another at northern of the study area. The streamlines on the southern hemisphere are directed counter clockwise. Near the meteorological station (black box) the flow shows a convergent character. The study area at southern is determined by a steady wind from the seaside almost orthogonal to the mountain direction.

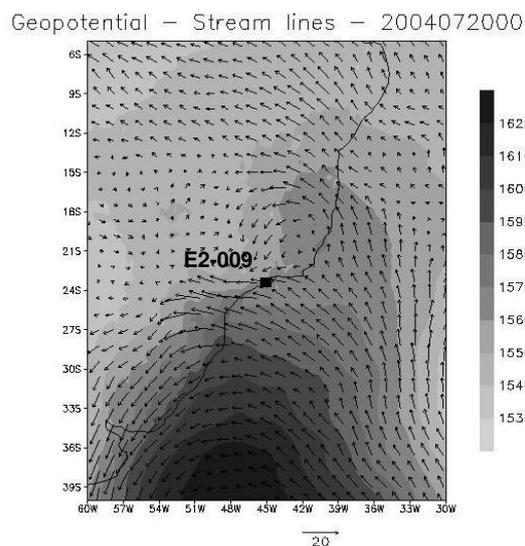


Figure 4: 850 hPa topography with the geopotential height (gpm) shaded and wind vectors (m/s). NCEP/NCAR reanalyze data from 20.07.2004 00h.

The black point indicates E2-009 station position, from where vertical profiles are taken (Figure 5). The temperature profile shows a gradient of about -5.4 K/km, the air is almost saturated ($\sim 95\%$) up to 3000 m and the meridional component of velocity rotates from 10 m/s east at ground levels to 30 m/s west at upper tropospheric levels.

The 20.07.2004 00h reanalyzed global data (without a figure) presents no large scale precipitation to the study area although there is rain measured at both meteorological observatories of about 150 mm/3d. It can be explained as global models which can not solve precipitation caused by orographic effects or local phenomena, like convective precipitation, due to small resolution.

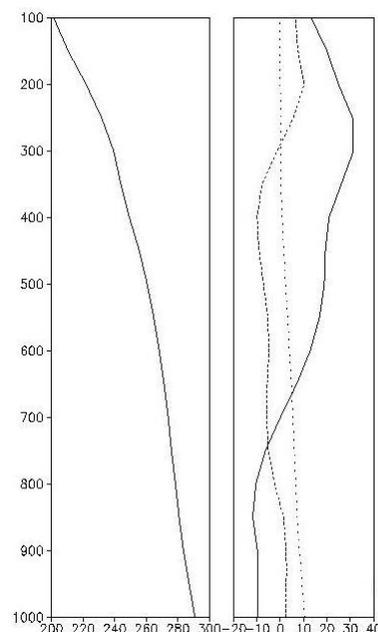


Figure 5: Absolute temperature [K] (left panel), zonal wind [m/s] (solid line, right), meridional wind [m/s] (dashed line, right panel) and specific humidity [g/kg] (dotted line, right) profile at E2-009 station at 20.07.2004 00:00UTC.

2.3 Sounding data

Soundings data are available just at the São Paulo (23.52° S; 46.63° W) and Rio de Janeiro (22.81° S; 43.25° W) airports, situated about 200 and 300 km far from Ubatuba catchment, respectively. Due to similar topographic characteristics, Rio de Janeiro sounding data were chosen for the present study. Data from 20.07.2004 00h are present in Table 1.

Altitude (m)	0	50	150	300	600	900	1200	1500	2000	2500
Theta (K)	288.2	288.1	287.5	287.5	288.7	289.9	291.2	294.0	296.4	298.9
RH (%)	98.0	97.9	96.7	95.9	95.4	95.0	94.4	94.0	94.0	94.0
U (m/s)	-2.6	-2.7	-3.9	-5.2	-7.2	-8.8	-8.2	-7.7	-6.0	-4.1
V (m/s)	0.0	0.0	0.5	1.4	3.4	5.1	4.7	4.5	1.8	-1.1
Altitude (m)	3000	4000	5000	6000	7000	8000	9000	10000	11000	12000
Theta (K)	301.3	308.7	314.9	319.7	324.3	327.0	330.0	340.0	345.4	349.4
RH (%)	94.0	82.2	71.2	66.7	65.1	56.9	54.8	48.0	46.4	43.7
U (m/s)	-2.2	2.8	9.5	19.0	25.0	30.0	34.4	36.0	33.1	27.1
V (m/s)	-4.0	-8.1	-10.4	-7.6	-4.6	-1.7	-0.5	6.3	7.0	11.0

Table 1: Rio de Janeiro sounding data – 20/07/2004 00h.

2.4 Landuse

A sensitivity analyze was carried out to study the impact of landuse over the results. In the first simulations a homogeneous deciduous forest was used. Whereas there was not appropriated landuse map to our study area, we created an arbitrary map which was dependent

on the topography. This was meant to present its impacts over the precipitation results. The used criteria are summarized in Tab. 2.

Altitude	Landuse	GESIMA landuse number
0	Open water	1
$0 < h \leq 150$ m	Sandbank (usually)	12
$150 \text{ m} < h \leq 700$ m	Agricultural area (loam, knick)	10
$h > 700$ m	Tropical forest	-

Tab. 2: The simplified land use data orientated at topographic height.

GESIMA model has no tropical forest classification. Therefore a new class was created with the following parameters that either was found in literature or taken from GESIMA (Tab. 3).

Soil diffusion coefficient	$0.70 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$
Heat capacity	$3.0 \times 10^6 \text{ J/K m}^3$
Emissivity	0.97
Albedo	0.15
Roughness length	2.0 m
Field capacity	0.01 m
Capillarity	$8 \times 10^{-2} \text{ kg/m}^3\text{s}$
Switch for characteristic of roughness elements	0.0
Maximum evaporative conductivity	$3.0 \times 10^{-2} \text{ m/s}$
Particle resistance	$2.50 \times 10^2 \text{ s/m}$

Tab. 3: Characteristic values to describe land use classification 'tropical forest'.

3. GESIMA Model

The GESIMA model is developed by Kapitza and Eppel (1992) to study regional weather phenomena like the baltic heat cyclone (Devantier, 1995) or orographic precipitation (Hoffmann, 2005) in the mesoscale. After the heavy rainfall event ($\sim 300 \text{ mm/d}$) in August 2002 caused by a quasi steady flow of saturated air against the „Erzgebirge“ ($\sim 1000 \text{ m}$) in east Germany. Meteorological models were used to simulate such precipitation events (Hoffmann 2005, Zimmer 2005).

These events are underdetermined by global operating models so that such mesoscale models with a larger time and space resolution ($5 \times 5 \text{ km}$) were used to investigate microphysical processes in clouds, for example, while a wet air parcel passes structured topography. From reanalyzed sounding data, the vertical structure of the local air in parameters of relative humidity (rH), potential temperature (Φ) and the wind components (u, v) are described. In the model source code, the dynamic non-hydrostatic equations numerically are solved by the Mac Cormack scheme (Kapitza and Eppel 1995). These are based on the fundamental laws of the classical physics: the conservation of mass, energy, momentum and their continuities. Microphysical processes like the genese of clouds and other turbulent interactions are parameterized.

The GESIMA model includes three different cloud modules (Jacob 1991, Levkov et al. 1992, Devantier 1995, Mölders et al., 1997, see Fig. 6). All of them a cloud is described as a composition of 4-6 different water classes (water vapor, cloud water, cloud ice, graupel, rainwater, snow), every with a characteristically size distribution (bulk). The production of rainwater for example is the positive balance of coalescence (collision of raindrops with different size), autoconversion and melting ice as well as the evaporation of rain water to

water vapor as Figure 6. With the prognostically determined variables, the mass mixing ratio, the concentration number and the rain rate per hour can be calculated.

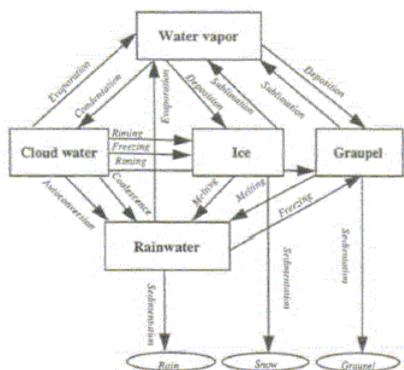


Figure 6: A cloud parameterize scheme taken from Mölders (1997). This classifies water into 5 different groups. One gas phase (WV), two liquid phases (CW & RW) as well as two ice phases (I & G). In it, 18 microphysical processes are parameterized. They describe the conversion rate from one class to another.

5. Results and Discussion

5.1 GESIMA domain and creation of an idealized topography (bellshape)

The meteorological model domain encompasses a 300 km x 300 km region around the studied basin with a horizontal resolution of 5 x 5 km (Figure 7). The big cities São Paulo and Rio de Janeiro are situated outside the model area. The vertical resolution varies from 50 m close to the ground to 1 km at the top of the model, with 11 levels below 3 km and 12 km above that height. Figure 9 depicts the respective meridional profiles at each 10 grid cells, where the high slopes can be observed. There are three characteristic areas in dependence to the height of the topography (0 m -, 1000 m -, 2000m - level). All three are separated by steep slopes directed from northeast to southwest, the first near coast and the second about 200 km into the area.

Due to the high terrain irregularity, an idealized topography based in bell-shaped form was created to evaluate the orographic effects about precipitation generation without secondary interferences. The analytically constructed topography consists of two mountain ridges with 150 km length, 1000 m height and a half-wide of 20 km. The shape is showed later overlying with the results.

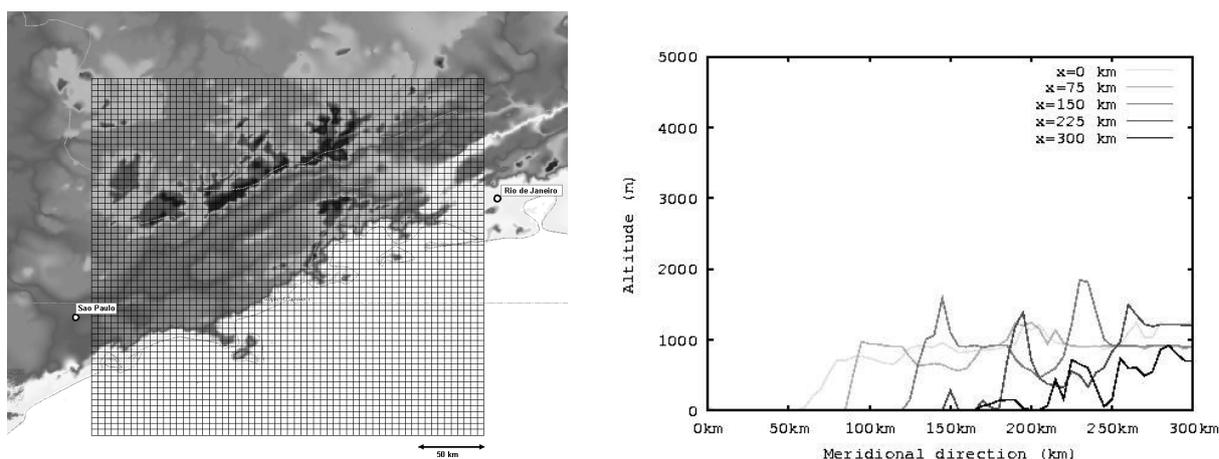


Figure 7: The topographic data are taken from ArcGis world map data with a horizontal grid of 1 km. The model area arranged to the meteorological model with a resolution of 5 x 5 km and 60 x 60 grid points (left). On the right some selected vertical cross section of the topography data for different meridional grid points starting in the east (left, sea-side, 0 m) going west (right, land-side, 1000 m – 2000m) .

5.2 3D-Gesima study on idealized simulation

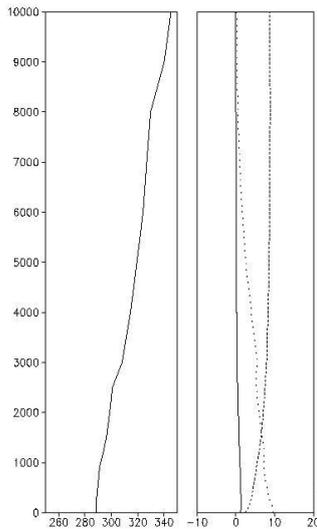


Figure 8: Initial conditions. Potential temperature [K] (left), zonal wind [m/s] (solid line, right), meridional wind [m/s] (dashed line, right) and specific humidity [g/kg] (dotted line, right) profile.

The initial conditions used in GESIMA simulations are depicted in Figure 8. These data were taken from 20.07.2004 00h Rio de Janeiro sounding data with some modifications (see Fig. 5). The zonal wind was taken around zero (solid), and the meridional wind (dashed) above the shear point was taken constant (right plot). The GESIMA- initialization demands a constant geostrophic wind, here 8.8 m/s. The air is up to 3000 m almost saturated with water vapor (95%) and the vertical potential temperature profile (left plot) shows a gradient of 3.7 K/km (< 2000 m) and 5.1 K/km (> 2000 m). That means a Brunt-Vaisälä-Frequency (N) of 0.0112 s^{-1} .

With $U = 5 \text{ m/s}$ at 300 m height and the given slope geometry the Froude-number amounts 0.79. The flow tends to block and converging luv-side (A description of the influence of flow stratification, using N are given in Zimmer, 2005 and Hoffmann, 2005).

Figure 9 presents the results obtained with 3D GESIMA simulation. For comparison, simulations with 2D GESIMA and MAXRR models were executed. Three cloud modules were submitted to 2D GESIMA: Jacob, Levkov and Devantier. As final 2D result, average value attained with different models was adopted. The diagnostically model MAXRR calculates the maximal instant rain of an air column caused by the topographically induced vertical velocity $w=U_0(dh/dz)$ parallel to the direction of flow using a humidity and temperature profile describing the observed atmospheric conditions (Zimmer, 2005).

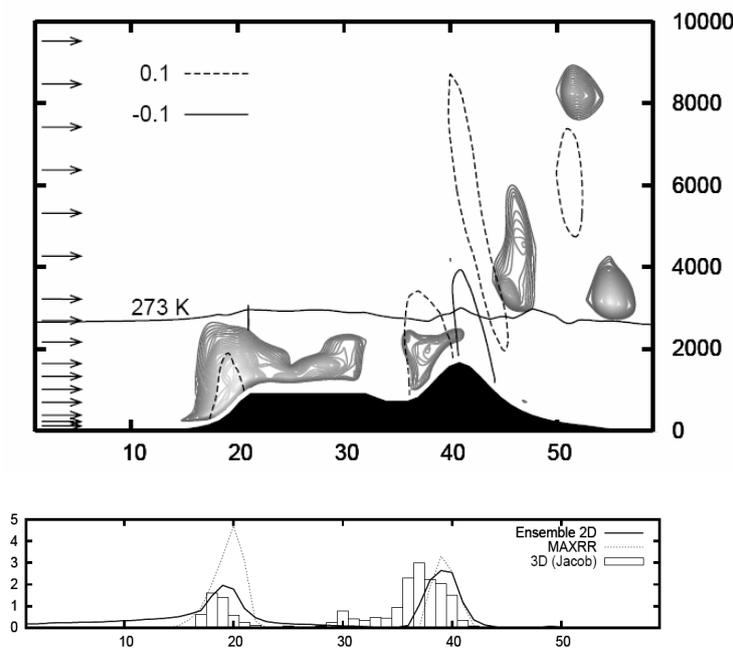


Figure 9: Results with idealized topography: Upper, the vertical cross section of the 3D GESIMA (Jacob) with topography (filled), 0°C line (horizontal, solid), upward (solid) and downward (dashed) directed velocity as well as cloud water and cloud ice (gray scaled). Below is compared the horizontal rain rate [mm/h] distribution for a 3d-simulation (boxes), 2d-simulation (solid) and MAXRR-simulation (dotted).

Figure 10 depicts the horizontal wind vectors and the rainfall rate results obtained with 3D GESIMA simulation using Jacob cloud module at 50 m in height for the idealized topography. Some streamlines are passing on the left and right border of the mountain ridge and converge toward the lee-side. This causes irregularities in precipitation rates. The orographic induced rain on the first slope (south) amounts near 2 mm/h and on the second slope (north), 3 mm/h.

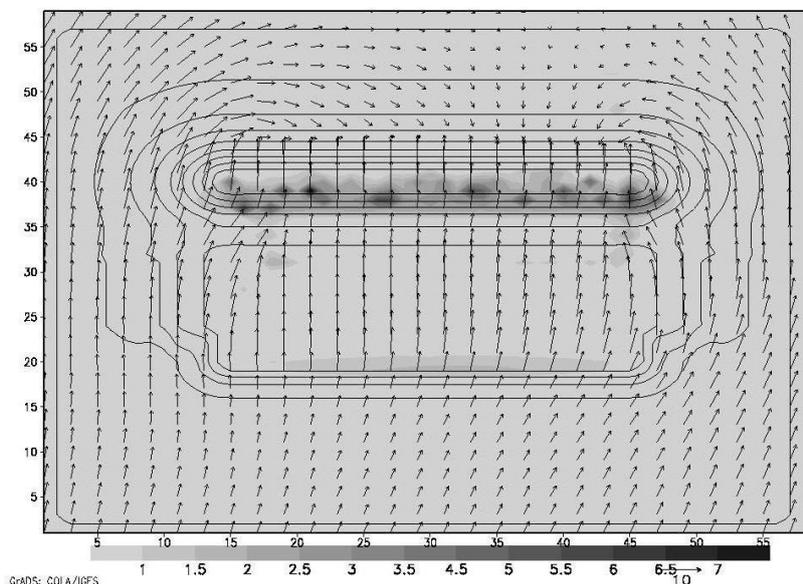


Figure 10: Results with idealized topography 3D GESIMA (Jacob). Horizontal view at 50 m in height with wind vector and rainfall rate [mm/h] (gray scaled). The isolines of constant topographic height are plotted solid every 250 m.

5.3 3D-Gesima study on quasi real topography

Finally a 3d-GESIMA simulation with the Jacob cloud module on a real topography is made and Figure 11 and 12 depicts the results for the given initialized vertical profiles but the meridional wind velocity component is used like the values in table 1. One simulation was carried out with a homogeneous landuse type (mixed forest) and the other one with a constructed landuse data dependent on the topography (see section 2.4). On the horizontal view at 50 m height (Figure 11, left panel) two precipitation areas were identified. The first, along near coast line, produces about 3 mm/h orographic rain, and the second, 200 km inside, almost 4 mm/h more.

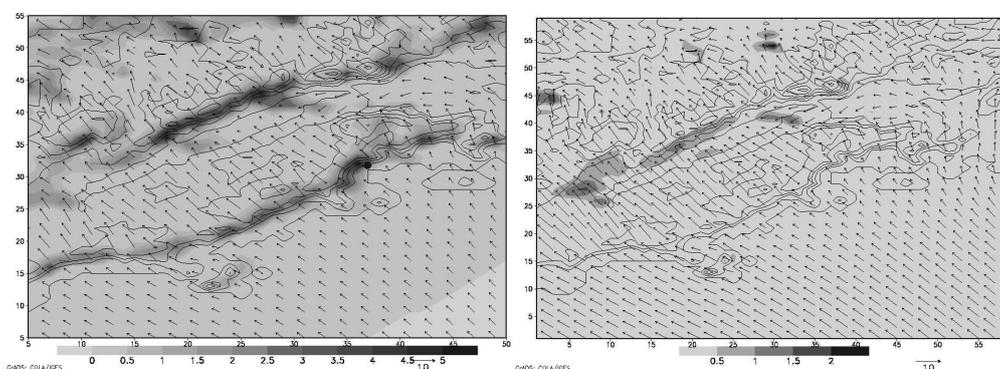


Figure 11: Results with real topography 3D GESIMA (Jacob). Horizontal view at 50 m height, with wind vector and rainfall rate [mm/h] (gray scaled) an isolines of constant height (solid). The left panel, results with homogeneous landuse value and the right panel, the difference between the rain rate at homogeneous landuse and constructed landuse dependent on the topography, see chapter (2.4).

Through the variation in landuse there are some differences on the second slope which can be seen in Figure 11 (right). The roughness length parameter is very important in this view. For the mixed forest, used as homogeneous landuse, the roughness length was 0.50 m. For the constructed landuse, the roughness lengths were 0.0001, 0.01 and 2.0 m to the sandbank, agricultural area and tropical forest, respectively.

Figure 12 depicts results obtained with 3D GESIMA simulation as vertical cross section in parameters of positive and negative vertical velocity, cloud water and cloud ice above 273 K isotherm line. The real topography is overlaid and the arrows indicate the stream direction. The second plot shows the horizontal rain distribution produced by the Jacob cloud module.

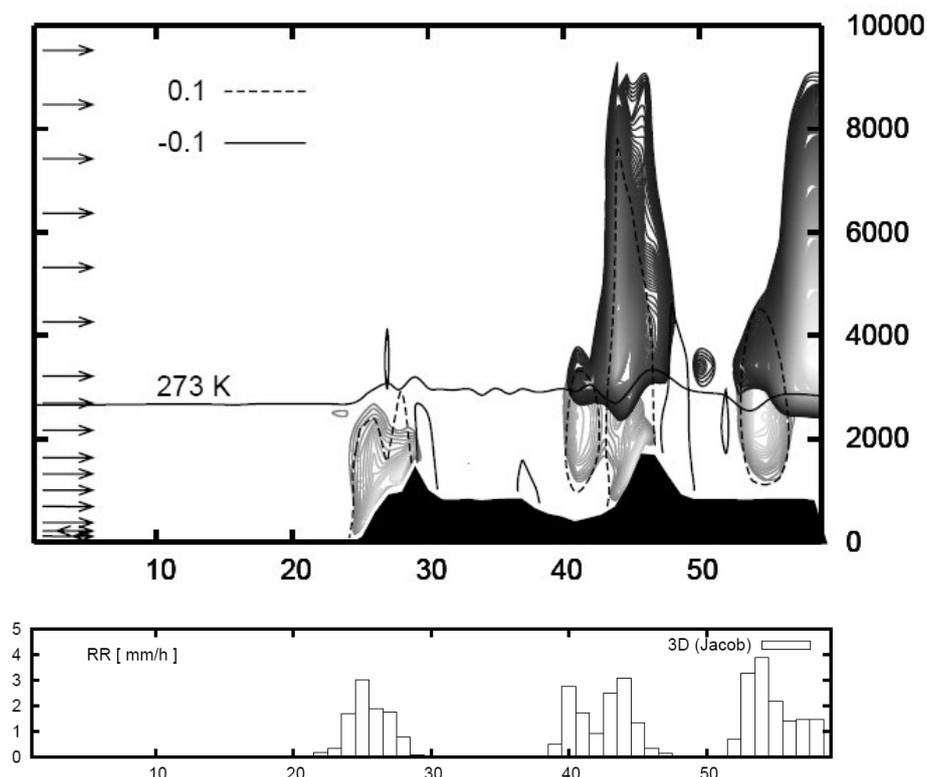


Figure 12: Results with real topography: Upper, the vertical cross section of the 3D GESIMA (Jacob) with topography (filled), 0°C line (horizontal, solid), up (solid) and downward (dashed) directed velocity as well as cloud water and cloud ice (gray scaled). Down, the horizontal rain rate [mm/h] distribution for a 3d-simulation (boxes).

6. Summary and Conclusions

With the GESIMA model we are able to simulate quasi stationary weather phenomena. Heavy orographic rain events was studied by Hoffmann (2005) with the GESIMA and Zimmer (2005) with the LM-model. The calculated precipitation rate per grid pointed every 5 km is the input data set for any hydrological model to modulate the water budget of basins in general but also river overflows, erosion hazards and sediment transport on the surface. The next step will be the downscaling to a higher resolution using an explicit subgrid scheme based on Mölders and Raabe (1997).

In this work, a orographic rain is researched for an orographic rain event in Brazil. There are rain observations of 150 – 200 mm during 3 days in the study area. From NCEP/NCAR global reanalysis data and soundings data of Rio de Janeiro, the synoptic situation discussed and the mesoscale model are initialized. On 20.07.2004, the stream direction southeast is normal to the mountain ridge. Simulations are carried out with idealized and real topography.

Rain rates of 3 mm/h were attained. Thus, a total value of about 216 mm, for a quasi steady duration of 72 h, was reached. The model results show a good agreement with the observations.

Acknowledgements

We would like to express our thanks to the Deutscher Akademischer Austausch Dienst (DAAD) with cooperation of the Brazilian financial support service CAPES for the support of this study and also J. Zimmer. He helped us in interpretation of the synoptic reanalysis maps.

References

- Beckmann, Th., 1998, Kopplung eines vektorbasierten Flußgebietsmodells mit einem Atmosphärenmodell, Dissertation, Leichweiß-Inst. F. Wasserbau TU Braunschweig.
- Benoit, R., et al., 2000, Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale. *Monthly Weather Review* 128, 1681-1706.
- Chang, K., et al., 2004, Performance of a coupled atmosphere-streamflow prediction system at the Pyungchang River IHP basin, *Journal of Hydrology* 288, 210-224.
- Denantier, R., 1995, Anwendung eines neuen Wolkenschemas in einem mesoskaligem Modell, Dissertation, Inst. f. Meteorologie Univ. Leipzig.
- Hoffmann, P., 2005, Simulation orographisch induzierter Niederschlagsereignisse mit dem Mesoskalenmodell GESIMA, Diplomarbeit, Inst. f. Meteorologie Univ. Leipzig, 72 p.
- Jacob, D., 1991, Numerische Simulation der Wolkenbildung in einer Land-See-Wind-Zirkulation, Techn. Rep. GKSS For.Zentr. Geesthacht, GKSS 91/E/40.
- Levkov, L., Rockel B., Kapitza H., Raschke E., 1992, 3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution, *Beit. Phys. Atm.* 65, 35-55.
- Kapitza, H., Eppel, D. P., 1992, The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA (Part I): Dynamical Equation and Tests, *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 129-145.
- Kapitza, H., EPEL, D. P., 1995, The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA (Part II): Parametrisations and Application, *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 15-41.
- Kita, G. M., Haberlandt, U., (1999), Atmospheric model data for macroscale hydrology, *Journal of Hydrology*, 217, 303-313.
- Mölders, N., Raabe, A., 1997, Testing the effect of a two-way-coupling of a meteorological and hydrologic model on the predicted local weather, *Atmospheric Research* 45, 81-107.
- Mölders, N., Raabe, A., Tetzlaff, G., 1996, A comparison of two strategies on land surface heterogeneity used in a mesoscale β meteorological model, *Tellus* 48A, 733-749.
- Mölders, N., Raabe, A., 1996, Numerical investigations on the influence of subgrid-scale surface heterogeneity on evapotranspiration and cloud processes, *Journal of Applied Meteorology* 35 (6), 782-795.
- Mölders, N., Beckmann, Th., Raabe, A., 1996, A module to couple an atmospheric and a hydrologic model - description and preliminary results, *Wiss. Mitteilungen LIM* 4, 77-89
- YU, Z., et al., 1999, Simulating the river-basin response to atmospheric forcing by linking a mesoscale meteorological model and hydrologic model system, *Journal of Hydrology* 218, 72-91.
- ZIMMER, J., 2005, Topografische Beeinflussung von Niederschlag, Diplomarbeit, Inst. f. Meteorologie Univ. Leipzig, 63 p.

Wiss. Mitteilungen
Aus dem Institut f. Meteorologie der Universität Leipzig Bd. 37, 2006

Initialisierung des LM mit künstlichen Eingangsdaten zur Abschätzung orografischer Effekte auf die Niederschlagsverteilung bei idealisierten Strömungssimulationen

Janek Zimmer

Zusammenfassung

Das Lokalmodell (LM) wurde für eine Reihe von Sensitivitätsuntersuchungen bezüglich orografischer Beeinflussung von Niederschlag verwendet. Für die Initialisierung des Modells mit Anfangs- und Randdaten wurde ein Schema entwickelt, welches eine horizontal homogene und stationäre Strömung aus einem einzelnen Vertikalprofil der benötigten atmosphärischen Variablen erstellt. Dabei wird hier auch der horizontale Luftdruckgradient berücksichtigt, wodurch eventuelle Auswirkungen der Coriolisterme auch ohne eine sehr große Entfernung des Zielgebietes vom Modellrand untersucht werden können.

Simulationen mit idealisierten Eingangsfeldern können zur Verdeutlichung des Einflusses eines orografischen Hindernisses auf das dreidimensionale Strömungsfeld dienen. Außerdem sind sie zur Validierung bestimmter Parametrisierungen geeignet, da sich im Gegensatz zu realen Randdaten keine überlagerten synoptisch-skaligen Störungen im Modellgebiet befinden. Die hier verwendete Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke (1989) zeigt unterschiedlich ausgeprägte Niederschlagsverteilungen und Flächenmittel in Abhängigkeit von der unterliegenden Orografie.

Summary

The Lokalmodell (LM) has been used for a series of sensitivity studies treating orographic modification of precipitation. An initialization technique has been developed which generates a horizontally homogeneous and stationary flow out of a single vertical profile of the required atmospheric variables. Herein, the horizontal pressure gradient is considered as well, allowing to investigate the influence of the Coriolis terms without the need for the area under investigation to be far away from the model boundaries.

Simulations with idealized initialization fields can help to illustrate the influence of orographic obstacles on the three-dimensional flow field. Furthermore, they enable to validate certain parameterizations because of the missing synoptic-scale disturbances, which are present using real boundary data. The chosen parameterization of convection after Tiedtke (1989) shows different distributions of precipitation and its area-averaged values depending on the underlying orography.

1. Einleitung

Das Lokalmmodell (LM) des Deutschen Wetterdienstes besitzt die Möglichkeit, eine horizontal homogene Strömung unter Vorgabe von eindimensionalen Temperatur-, Feuchte- und Windprofilen zu simulieren. Hierbei ist es allerdings nur dann möglich, den zu dem vorgegebenen Windfeld gehörigen Gradienten des Luftdrucks zu berücksichtigen, wenn sich das zu untersuchende Teilgebiet (z.B. die Orografie) in ausreichend großem Abstand vom

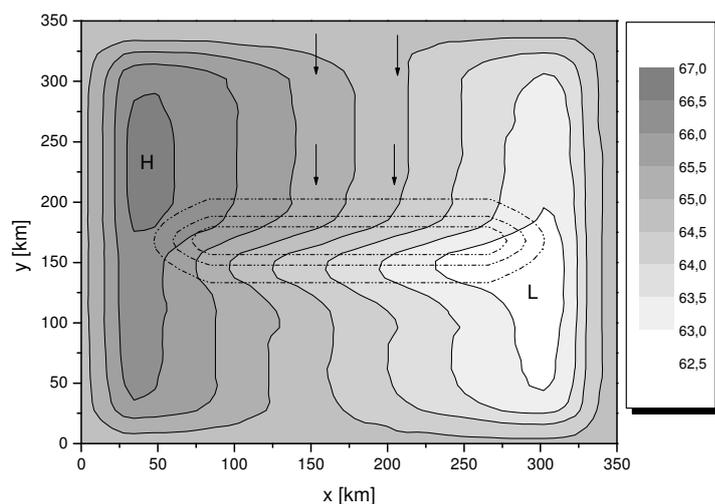


Abb. 1:

Geopotentielle Höhe des 925 hPa-Niveaus (schattiert, in gdam) sowie topografische Erhebung (gestrichelt) im Intervall von 200 m. Die dargestellte Druckkonstellation stellt sich für eine mit dem LM simulierte Nordanströmung ein, wenn keine Berücksichtigung des Luftdruckgradienten an den Modellrändern stattfindet.

Modellrand befindet. Wird der Abstand zu klein gewählt, überdecken Randeffekte die betrachtete Strömung im Modellinnern, da das LM keinen horizontalen Druckgradienten an den äußeren Gitterzellen erzeugt (s. Abb. 1 als ein ähnliches Beispiel). Da jedoch auch bei sehr großem Modellgebiet eine Störung der Strömung im Modellinnern nicht auszuschließen ist und sich zudem der Rechenaufwand extrem erhöht, wird hier ein weiterentwickeltes Schema zur Initialisierung mit künstlichen Eingangswerten vorgestellt.

2. Initialisierungsverfahren

Für die Generierung des homogenen Strömungsfeldes wird ein Vertikalprofil von Temperatur T , spezifischer Feuchte q_v und Wolkenwasser q_c , sowie der Geschwindigkeitskomponenten u , v und w benötigt. Als erster Schritt erfolgt die hydrostatische Anpassung des vertikalen Druckverlaufs ausgehend vom vorgegebenen Bodendruck p_s , damit von den Rändern ins Modellinnere wandernde Schwerewellen verhindert werden. Diese Anpassung geschieht iterativ zur nächst höheren Modellfläche entsprechend der Beziehung

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g(\rho + \rho') \quad \text{mit } \rho = \frac{p}{RT_v}. \quad (1)$$

Anschließend wird dieses Ausgangsprofil in der Mitte des nördlichen Modellrandes platziert und das dreidimensionale horizontale Druckfeld gemäß des geostrophischen Gleichgewichts

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = fv \quad \text{und} \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -fu \quad (2)$$

berechnet. Innerhalb der planetaren Grenzschicht wird dieses Gleichgewicht bestehend aus Druckgradient- und Corioliskraft durch die Reibungskraft erweitert. Die daraus resultierende

Abschwächung der Windgeschwindigkeit sowie die Drehung des Windvektors wird unterhalb einer festgelegten Höhe (hier: 800 m) durch polynomische Funktionen angenähert. Diese wurden wiederum mithilfe von LM-Testläufen aus dem Modellinnern extrahiert und lieferten keine signifikanten Änderungen des bodennahen Windfeldes bei den späteren Simulationen. Da die entstandene Druckverteilung nun wiederum von der erforderlichen hydrostatischen Balance abweicht aufgrund der Druckänderung gegenüber dem balancierten Ausgangsprofil, muss eine weitere Anpassung bezüglich der Dichte ρ erfolgen. Nach Holton (1992) setzt sich der Gesamtdruck aus dem horizontal gemittelten hydrostatischen Druck $\bar{p}(z)$ und einer Abweichung $p'(x,y,z)$ von ersterem zusammen. Für gleichförmige Bewegungen befinden sich Stördruck p' und die Dichtestörung ρ' wieder im hydrostatischen Gleichgewicht, wenn

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = -g\rho' \quad (3)$$

gilt. Die erforderliche Dichtestörung ρ' wird dabei über die virtuelle Temperaturabweichung T_v' wiederum iterativ bestimmt. Der sich nachfolgend ergebende horizontale Temperaturgradient ist gemäß dem höhenabhängigen Druckgradienten von Windstärke und Windscherung abhängig. Innerhalb der Grenzschicht wird T_v' allerdings analog dem Druckgradienten zum Boden hin konstant gehalten, so dass die Iteration auch hier erst oberhalb von 800 m (Höhe der Grenzschicht) vorgenommen wird.

3. Ausgewählte Simulationsergebnisse

Um das Verhalten der zur Erfassung von Konvektion im LM verwendeten Parametrisierung nach Tiedtke (1989) zu untersuchen, wurde eine latent labil geschichtete, feuchte Luftmasse mit Bodentaupunkten von 16°C angenommen. Eine kräftige Luftströmung aus nördlichen Richtungen ($U_0=15\text{ ms}^{-1}$) ist dabei nötig, um mithilfe von Advektion die bodennahe Überhitzung durch die Strahlung zu verhindern, wodurch es sonst bereits kurz nach Eintritt in

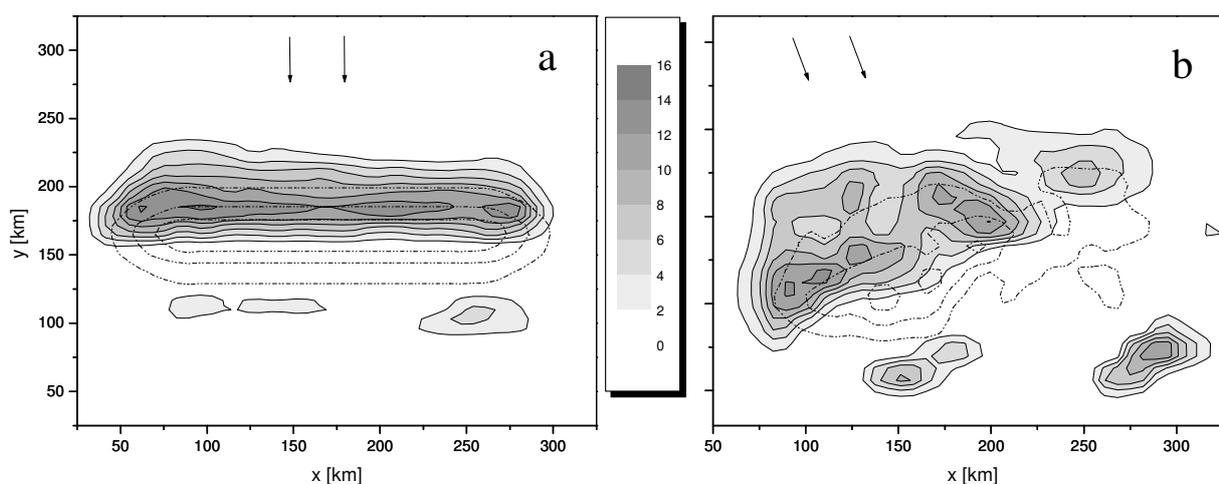


Abb. 2:

Stundenwerte des Niederschlags zum Zeitpunkt $t=12\text{ h}$ (schattiert, in mmh^{-1}) sowie topografische Erhebung (gestrichelt) im Intervall von 200 m für a) einen glockenförmigen Bergrücken und b) ein Modell der realen Erzgebirgsorografie. Die Pfeile kennzeichnen die jeweilige Anströmungsrichtung senkrecht zum Gebirgskamm.

das Modellgebiet zu konvektiven Umlagerungen kommen würde. Dasselbe vertikale Strömungsprofil ist sowohl für einen idealisierten, glockenförmigen Bergrücken als auch für einen Ausschnitt der realen Erzgebirgsorografie initialisiert worden. Die Niederschlagsrate nach 12 Stunden ist für beide Fälle in Abb. 2 dargestellt. Bedingt durch ähnliche orografisch induzierte Vertikalbewegungen an den Hängen weisen auch die Niederschlagsmaxima dieselbe Größenordnung auf. Besonders im Fall des homogenen Glockenberges (Abb. 2a) fällt allerdings die äußerst gleichmäßige Verteilung der momentanen Niederschlagsrate auf, ohne die erwartete Ausbildung von einzelnen Niederschlagszellen oder ähnlichen Formen auf der dem Wind zugewandten Seite. Im Lee treten dagegen über einen gewissen Zeitraum stationäre Zellentwicklungen auf, die durch die hier befindliche Konvergenz der bodennahen Strömung ausgelöst werden.

4. Schlussfolgerung

Das hier vorgestellte Initialisierungsschema erlaubt die Betrachtung des horizontalen Luftdruckgradienten im LM ohne gleichzeitige Störung der Strömung im Modellinnern durch Randeffekte. Neben der Verringerung des Rechenaufwandes durch ein erheblich verkleinertes Modellgebiet können dadurch auch die besonders mit vertikaler Windscherung verbundenen horizontalen Temperaturgradienten in einer ansonsten homogenen Strömung berücksichtigt werden.

Simulationen unter idealisierten Strömungsbedingungen erlauben die Quantifizierung rein orografischer Effekte auf die Niederschlagsbildung. In labil geschichteten Luftmassen kommt es unter bestimmten Voraussetzungen erst durch orografisch induzierte Vertikalbewegungen zu konvektiven Umlagerungen im LM. Die damit verbundenen Niederschläge sind jedoch sehr gleichförmig verteilt entsprechend der verursachenden Hangneigung. Demzufolge erzeugt die dafür verantwortliche Konvektionsparametrisierung für den beschriebenen Fall keine diskreten Zellen mit umgebender Absinkbewegung. Verteilung und Flächenmittel des konvektiven Niederschlags sind daher weiterführend mit einer höher aufgelösten Version des LM zu verifizieren, um die explizite (parametrisierungsfreie) Behandlung dieses Niederschlagsprozesses zu ermöglichen.

Literatur

- Holton, J.R. (1992): An introduction to dynamic meteorology. *Academic Press*, 511 S.
Tiedtke, M. (1989): A comprehensive mass flux scheme for cumulus-parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review* 117, S. 1779-1799.

Jahresbericht des Institutes für Meteorologie der Universität Leipzig 2005

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

J. Zimmer,

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

Finanzierung: DFG SPP1167

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.

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 weather forecast models

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

Finanzierung: DFG SPP1167

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.

Prozesse der Heizung durch Produkte der O₂ und O₃ Photodissoziation in der mittleren Atmosphäre

Channels of thermalization of the products of the O₂ and O₃ photodissociation in the middle atmosphere

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

Prof V. Yankovsky, Prof. G. Shved, V.A. Kuleshova, St. Petersburg State University

Finanzierung: DAAD

Innerhalb des Projekts soll an der Universität St. Petersburg ein Modell erstellt werden, mit dessen Hilfe die Photodissoziation von molekularem Sauerstoff und Ozon beschrieben wird, und Erwärmungsraten der mittleren Atmosphäre durch diese Prozesse berechnet werden. Die Arbeiten werden in eine Masterarbeit münden. Im Rahmen eines Besuchs einer Stipendiatin in Leipzig werden die Ergebnisse anhand der numerischen Experimente mit dem COMMA-LIM Modell der Universität Leipzig überprüft.

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

Finanzierung: DAAD

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 soll geprüft werden, inwieweit die Methode auf die Messungen an der Außenstelle Collm an der Universität Leipzig übertragbar sind.

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.

Finanzierung: INTAS

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.

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

Finanzierung: DFG SP 1176

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.

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

Finanzierung: DFG SPP 1176

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.

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),

Finanzierung: Reinsurance Company Ltd. Zürich

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.

Trends in der Auftrittsrates 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)

Finanzierung: DFG

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 Auftrittsrates 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.

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

Dr. Astrid Ziemann, Dr. Klaus Arnold, Dipl. Met. Kati Balogh, Dipl. Met. Michael Wilsdorf

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

Finanzierung: BMV

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 sowie vorgesehen. Eine Validierung des Beratungsverfahrens erfolgt im Routinebetrieb in Zusammenarbeit mit einem Lärm-Messtrupp der Bundeswehr.

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)*

Dr. Klaus Arnold, 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)

Finanzierung: DFG

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.

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)

Finanzierung: Stipendium

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.

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

Finanzierung: DFG

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 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.

Studie zum Einfluss hoher Schallquellen auf die Schallausbreitung

Study of the influence of high sound sources on the sound propagation

Dipl. Met. Kati Balogh

Dr. Astrid Ziemann (ziemann@uni-leipzig.de)

Finanzierung: Nordrhein-Westfalen Landesumweltamt

Die Schallausbreitungsrechnungen für Umweltverträglichkeitsprüfungen müssen nach Richtlinien durchgeführt werden, die für eine bodennahe Schallausbreitung entwickelt und erprobt wurden. Auch für Windenergieanlagen mit Nabenhöhen von bis zu 140 m werden diese Richtlinien bisher ohne weitere Überprüfung angewendet. Da im Rahmen der Genehmigung hochliegender Quellen der Nachweis geführt werden muss, dass von solchen Anlagen keine schädlichen Umwelteinwirkungen ausgehen, ist es daher notwendig, die Schallausbreitung derartig hochliegender Quellen durch die Atmosphäre zu untersuchen.

Im Rahmen der Studie wird die gekoppelte Wirkung von Boden- und Atmosphäreneinfluss auf die Schallausbreitung einer Windenergieanlage und die Schallimmission in einem Bereich bis zu 2 km Entfernung von der Schallquelle quantifiziert. Die Schallausbreitung wird mit dem Schallausbreitungsmodell SMART (Sound propagation model of the atmosphere using ray-tracing) über Ackerboden für horizontale Abstände des Immissionsortes von 300 m bis zu 2000 m von der Schallquelle untersucht. Die Studie beschreibt das Schallklima über 1 Jahr an einem repräsentativen Ort (Tiefland, Deutschland).

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)

Finanzierung: BMBF: 07ATF24-TP4

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.

Einfluss von Aerosol-, Wolken- und Bodenalbedoinhomogenitäten auf das dreidimensionale aktinische Strahlungsfeld in der Atmosphäre

Influence of aerosol, cloud and surface albedo inhomogeneities on the three-dimensional actinic radiation field in the atmosphere

Dipl.-Met. Anke Kniffka

Prof. Dr. Thomas Trautmann (Institut für Methodik der Fernerkundung, DLR Oberpfaffenhofen, Thomas.Trautmann@dlr.de),

Prof. Dr. Gerd Tetzlaff, Dr. Manfred Wendisch (Institut für Troposphärenforschung, Leipzig), Prof. Dr. Jost Heintzenberg (Institut für Troposphärenforschung, Leipzig)

Finanzierung: DFG

Ziel des Projektes ist die Untersuchung des Einflusses von Inhomogenitäten in den Aerosolpartikel- und Wolkeneigenschaften sowie der Bodenalbedo auf das dreidimensionale aktinische Strahlungsfeld in der Atmosphäre. Dazu soll ein flugzeuggetragenes System zur Messung spektraler aktinischer Strahlungsflussdichten neu aufgebaut und zusammen mit mikrophysikalischen Aerosol- und Wolkenmessgeräten bei zwei Messkampagnen eingesetzt werden. Parallel dazu soll ein Modellpaket entwickelt werden zur theoretischen Beschreibung des dreidimensionalen aktinischen Strahlungsfeldes in der Atmosphäre. Auf der Basis der mit dem neuen Sensorsystem ausgeführten Messungen der aktinischen Strahlung in wolkenlosen und bewölkten Verhältnissen und gleichzeitigen Messungen von mikrophysikalischen Aerosol- und Wolkeneigenschaften sollen Vergleiche mit den Ergebnissen des neuen Strahlungsmodells vorgenommen und der Einfluss von Inhomogenitäten von Aerosol und Wolken sowie der Bodenalbedo auf die aktinische Strahlung quantifiziert werden.

2. Wiss. Veröffentlichungen Institut für Meteorologie 2005

- Arnold, K., Balogh, K., Ziemann, Barth. M., A., Raabe, A., Daniel, D., 2005: Determination of meteorological quantities and sound attenuation via acoustic tomography, Forum Acusticum 2005, Budapest, Ungarn, Tagungsband/CD s.1069-1074.
- Balogh, K., Ziemann, A., 2005: Einfluss von Atmosphäre und Boden auf die Schallausbreitung im Freien. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 11-26.
- Balogh, K., Ziemann, A., 2005: Simulation und Messung des meteorologischen Einflusses auf die Schallausbreitung, Tagungsband/CD CFA/DAGA 2005 München, Fortschritte der Akustik, S. 505 –506.
- Balogh, K., Ziemann, A., Arnold, K., Raabe, A., Daniel, D., Barth. M., 2005: Influence of atmospheric refraction on sound propagation over a flat ground surface, Forum Acusticum 2005, Budapest, Ungarn, Tagungsband/CD s.1081-1085
- Barth, M., Arnold, K., Brauers, T., Daniel, D., 2005: Untersuchungen zum Einfluss der Zusammensetzung eines Gasgemisches auf die Schallgeschwindigkeit in der Atmosphärenkammer SAPHIR. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 27-43.
- Daniel, D., Tetzlaff, G., 2005: Study to Climate Observing Systems for Eastern and Central Europe. Report of the GCOS Regional Workshop for Eastern and Central Europe on improving observing systems for climate. GCOS – 100 (WMO/TD No. 1283).
- Daniel, D., Arnold, K., Raabe, A., 2005: Sensitivitätsstudie zur Bestimmung des Strahlungsfehlers konventioneller Temperatursensoren mit Hilfe der spezifischen Feuchte. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 44-58.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Matter, A., 2005: Holocene ITCZ and Indian Monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 86:PP41C-05.
- Fröhlich, K., Ch. Jacobi, A.I. Pogoreltsev, 2005: Planetary wave transience effects on the zonal mean flow. *Adv. Space Res.* 35, 1900-1904.
- Gavrilov, N.M., A.I. Pogoreltsev, Ch. Jacobi, 2005: Numerical modeling of the effect of latitude-inhomogeneous gravity waves on the circulation of the middle atmosphere (in russ.). *Izv., Atmos. Ocean. Phys.* 41 (1), 9-18.
- Holstein, P., Raabe, A., Barth, M., Seliger, M., Thess, A., 2005: The Potential of the Acoustic Travel Time Tomography. 4th World Congress on Industrial Process Tomography, Aizu, Japan, Tagungsband 237-242.
- Jacobi, Ch., Yu.I. Portnyagin, E.G. Merzlyakov, T.V. Solovjova, T.V., N.A. Makarov, and D. Kürschner, 2005: A long-term comparison of mesopause region wind measurements over Eastern and Central Europe. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 67, 227-240.
- Jacobi, Ch., D. Kürschner, K. Fröhlich, K. Arnold, G. Tetzlaff, 2005: Meteor radar wind and temperature measurements over Collm (51.3°N, 13°E) and comparison with co-located LF drift measurements during autumn 2004. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 98-112.
- Jacobi, Ch., K. Fröhlich, A. Pogoreltsev, 2005: Gravity wave flux modulation by planetary waves in a circulation model. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 113-124.
- Jacobi, Ch., D. Kürschner, N.M. Gavrilov, 2005: Gravity wave climatology and trends at 85-110 km deduced from Collm low-frequency ionospheric E-region drift measurements 1984-2003. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 135-147.
- Jacobi, Ch., D. Kürschner, 2005: Long-term measurements of nighttime LF radio wave reflection heights over Central Europe. *Adv. Radio Sci.* 3, 427-430.
- Jaekel, E., M. Wendisch, A. Kniffka, T. Trautmann, 2005: A new airborne system for fast measurements of up- and downwelling spectral actinic flux densities, *Applied Optics*, 44 (3): 434-444.

- Kniffka, A., Trautmann, T., 2005: Aktinische Strahlungsflussdichte und die spektrale und räumliche Variabilität der Bodenbedo. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 91-97
- Kürschner, D., Ch. Jacobi, 2005: The mesopause region wind field over Central Europe in 2003 and comparison with a long-term climatology. *Adv. Space Res.* 35, 1981-1986.
- Kylling, A., A. R. Webb, R. Kift, G. P. Gobbi, L. Ammannato, F. Barnaba, A. Bais, S. Kazadzis, M. Wendisch, E. Jäkel, S. Schmidt, A. Kniffka, S. Thiel, W. Junkermann, M. Blumthaler, R. Silbernagl, B. Schallart, B. Kjeldstad, T. M. Thorseth, R. Scheirer, und B. Mayer, 2005: Spectral Actinic flux in the Lower Troposphere: Measurement and Simulations for Cloudless, Broken Cloud and Overcast Situations, *Atmos. Chem. Phys.* 5, 1975-1997.
- Merzlyakov, E.G., Yu.I. Portnyagin, Ch. Jacobi, I. Fedulina, N.J. Mitchell, B.L. Kashcheyev, A.N. Oleynikov, and A.H. Manson, 2005: On the day-to-day wind and semidiurnal tide variations at heights of the mid-latitude summer mesopause: Zonal wavenumber estimations and its consequences, case-study in 1998. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 67, 535-551.
- Mudelsee, M., Raymo, M.E., 2005: Slow dynamics of the Northern Hemisphere Glaciation. *Paleoceanography*. 20:PA4022 [doi: 10.1029/2005PA001153]
- Oleynikov, A.N., Ch. Jacobi, D.M. Sosnovchik, 2005: Time-spatial parameters of internal gravity waves in the mesosphere-lower thermosphere region derived from meteor radar wind measurements. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 125-125.
- Oleynikov, A.N., Ch. Jacobi, D.M. Sosnovchik, 2005: Radiometric study of temporal-spatial IGW parameter distribution (in russ.). *Radiotekhnika* 140, 45-51.
- Raabe, A., Barth, M., 2005: Akustische Tomographie zur Sondierung von Strömungs- und Temperaturfeldern. *Bauphysikertreffen 2005, Stuttgart, Tagungsband*, S. 57-64.
- Raabe, A., Arnold, K., Ziemann, A., Beyrich, F., Leps, J.-P., Bange, J., Zittel, P., Spieß, Th., Foken, Th., Göckede, M., Schröter, M., Raasch, S., 2005: STINHO - STructure of turbulent transport under INHOMogeneous surface conditions - part 1: The micro- α scale field experiment. *Meteorol. Z.*, 14, 315-327.
- Radtke, K.S., Tetzlaff, G., 2005: Erzeugung von Sturm-Schadens-Szenarien am Beispiel des Orkans Anatol. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 81-90
- Schmidt, H., G.P. Brasseur and the MEDEC-Team, 2005: Mesospheric Dynamics, Energetics and Chemistry (MEDEC). AFO2000 final report, BMBF,124-130.
- Tetzlaff, G., 2005: Extreme Weather: Mitigation Enhancement by Better Forecast or by Better Knowledge on Event Frequencies, *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 59-69
- Wolff, E., Kull, C., Chappellaz, J., Fischer, H., Miller, H., Stocker, T.F., Watson, A.J., Flower, B., Joos, F., Köhler, P., Matsumoto, K., Monnin, E., Mudelsee, M., Paillard, D., Shackleton, N., 2005: Modeling past atmospheric CO₂: Results of a challenge. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*. 86:341,345.
- Will, A., Harlander, U., Metz, W., 2005: Climatological Relevance of Leading Seasonal Singular Vectors, Part I: Energy, Enstrophy and Spatio – Temporal Variability, *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 148-162
- Wilsdorf, M., Schönfeldt, H.-J., 2005: Untersuchung des äolischen Sedimenttransportes mittels Saltifon und Sedimentfallen. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36, 70-80
- Ziemann, A., 2005: Genauigkeit tomographischer Invertierungsalgorithmen. *Wiss. Mitt. Inst. für Meteorol. Univ. Leipzig*, 36,, 1-10.
- Ziemann, A. und Balogh, K., 2005: Auswirkungen unterschiedlicher Schallstrahlenmodelle auf die Schallprognose. *Tagungsband/CD CFA/DAGA 2005 München, Fortschritte der Akustik*, 507-508.

Wissenschaftliche Mitarbeiter am Institut für Meteorologie (Stand 31.12.2005)

Dr. Klaus Arnold	arnold@uni-leipzig.de
Dipl. Met. Kati Balogh	balogh@rz.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Manuela Barth	mbarth@rz.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Danny Daniel	daniel@rz.uni-leipzig.de
Dr. Robin Faulwetter	faulwett@rz.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Kristina Fröhlich	kfroehli@uni-leipzig.de
Dipl. Phys. Sebastián Gimeno García	gimeno@rz.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Peter Hoffmann	phoffma@rz.uni-leipzig.de
Prof. Dr. Christoph Jacobi	jacobi@rz.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Matthias Jerg	matthias.jerg@dlr.de
Dipl. Met. Anke Kniffka	kniffka@rz.uni-leipzig.de
Prof. Dr. Werner Metz	metz@meteo.uni-leipzig.de
Dr. Armin Raabe	raabe@uni-leipzig.de
Dipl. Met. Kai S. Radtke	radtke@uni-leipzig.de
Dr. Hans-Jürgen Schönfeldt	schoenfeldt@uni-leipzig.de
Prof. Dr. Gerd Tetzlaff	tetzlaff@uni-leipzig.de
Dipl. Met. René Viertel	viertel@rz.uni-leipzig.de
Dr. Andreas Will	awill@meteo.uni-leipzig.de
Dipl. Met. Michael Wilsdorf	mwils@uni-leipzig.de
Dr. Astrid Ziemann	ziemann@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	205	2	109	0	49	1	30	2	16	1	17	0	12	0	0	0	113
Promotion	12	0	1	4	2	0	0	1	0	3	1	0	0	0	0		3

Abschlussarbeiten am Institut für Meteorologie 2005

Promotionen

Sebastian Schmidt

Influence of Cloud Inhomogeneities on Solar Spectral Radiation

Claudia Stolle

Three-dimensional imaging of ionospheric electron density fields using GPS observations at the ground and onboard the CHAMP satellite

Kristina Žeromskienė

Physical characterization of laboratory-produced biomass burning aerosol particles

Evelyn Jäkel

An airborne system for fast measurements of upwelling and downwelling spectral actinic flux densities

Kristina Fröhlich

The Quasi Two-Day Wave – its impact on the zonal mean circulation and wave-wave interactions in the middle atmosphere

Diplomarbeiten

Ehrlich, André:

Hochaufgelöste Turbulenzmessungen in der atmosphärischen Grenzschicht mit einer ballongetragenen Messplattform

Engler, Christa:

Größenverteilungen nicht-volatiler Aerosolbestandteile

Haustein, Karsten:

A New Parameterization Method for the Hygroscopic Growth of Atmospheric Aerosol Particles

Hoffmann, Peter:

Simulation orographisch induzierter Niederschlagsereignisse mit dem Mesoskalenmodell GESIMA

Kubin, Anne:

Tidal Dissipation

Neubauer, Jens:

Das Sturmrisiko im Nordseegebiet in den letzten 500 Jahren

Radlach, Marcus:

Messung von Temperaturprofilen in der unteren Troposphäre mit einem Rotations-Raman-Lidar

Rose, Diana:

Variabilität von nicht-volatilen Bestandteilen im atmosphärischen Aerosol

Taubert, Lydia:

Prognose der Windgeschwindigkeit und Analyse der Windstromerzeugung

Voigtländer, Jens:

Abschätzung des Verkehrseinflusses auf die Partikelgrößenverteilung in einer Straßenschlucht unter Berücksichtigung meteorologischer Parameter

Wennrich, Christina:

Morphologische und optische Charakterisierung von laborerzeugten luftgetragenen Rußpartikeln zur Verwendung im Leipzig Aerosol Cloud Interaction Simulator (LACIS)

Zimmer, Janek:

Topografische Beeinflussung von Niederschlag

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. Februar 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. Grünewald* (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 thermophysiolgisches 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