

TEXTE

56/2013

Ein Meteorologievergleich zum besseren Verständnis der unterschiedlichen Schadstoffkonzentra- tionssimulationen mit verschiedenen Chemie- Transport-Modellen

UMWELTFORSCHUNGSPLAN DES
BUNDESMINISTERIUMS FÜR UMWELT,
NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT

Forschungskennzahl 206 43 200/01
UBA-FB 001524/ANH,25

**Ein Meteorologievergleich zum
besseren Verständnis der
unterschiedlichen
Schadstoffkonzentrationssimulationen
mit verschiedenen Chemie-Transport-
Modellen**

**Teilbericht zum F&E-Vorhaben „Strategien zur
Verminderung der Feinstaubbelastung - PAREST“**

von

Andreas Kerschbaumer

Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie, Troposphärische
Umweltforschung, Berlin

Im Auftrag des Umweltbundesamtes

UMWELTBUNDESAMT

Diese Publikation ist ausschließlich als Download unter
<http://www.uba.de/uba-info-medien/4531.html>
verfügbar.

Die in der Studie geäußerten Ansichten
und Meinungen müssen nicht mit denen des
Herausgebers übereinstimmen.

ISSN 1862-4804

Durchführung
der Studie: Freie Universität Berlin
Institut für Meteorologie
Troposphärische Umweltforschung
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin

Abschlussdatum: August 2010

Herausgeber: Umweltbundesamt
Wörlitzer Platz 1
06844 Dessau-Roßlau
Tel.: 0340/2103-0
Telefax: 0340/2103 2285
E-Mail: info@umweltbundesamt.de
Internet: <http://www.umweltbundesamt.de>
<http://fuer-mensch-und-umwelt.de/>

Redaktion: Fachgebiet II 4.1 Grundsatzfragen der Luftreinhaltung
Johanna Appelhans

Dessau-Roßlau, Juni 2013

1.	Einleitung:.....	2
2.	Daten:.....	4
2.1	Messdaten	4
2.1.	Zeitreihen: Schubspannungsgeschwindigkeit.....	7
3.	Vergleich Messungen-Simulationen:.....	10
3.1.	Schubspannungsgeschwindigkeit	12
3.1.1.	TRAMPER.....	12
3.1.2.	COSMO_EU – FU	17
3.1.3.	COSMO_MUSCAT - IfT	23
3.1.4.	EZMW – TNO	26
3.2.	Windgeschwindigkeiten.....	29
3.3.	Niederschlag	31
3.4.	Mischungsschichthöhe.....	35
4.	Diskussion:.....	40
5.	Sensitivitätsstudie:	44
6.	Zusammenfassung:	54
7.	Bibliographie:	57

Abbildung 1 Gebietsübersicht: MOL = Meteorologisches Observatorium Lindenberg des DWD, GM Falkenberg = Messstation auf der Grasfläche in Falkenberg, Forest station: Messstation im Forst Kehrigk	4
Abbildung 2 Messgeräteanordnung in Falkenberg	5
Abbildung 3 Messturm im Forst Kehrigk	6
Abbildung 4 Halbstundenmittel der gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten in m/s: in blau am Messort Falkenberg über einer Wiese (Meadow) und in violett im Forst Kehrigk (x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr)	7
Abbildung 5 Eins-zu-Eins-Punktvergleich der halbstündlich gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten über Wiese (Meadow) in Falkenberg (x-Achse) und im Forst Kehrigk (Forest) (y-Achse) in m/s. Lineare Gleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß R^2 und Korrelationskoeffizient (Korr).	8
Abbildung 6 Eins-zu-Eins-Vergleich zwischen stündlichen Schubspannungsgeschwindigkeiten in Falkenberg (blau – Meadow) bzw. Forst Kehrigk (violett – Forest) (y-Achse) und der in Lindenberg gemessenen Windgeschwindigkeit (x-Achse) in m/s. Gleichung, Streuung und Korrelationskoeffizient in entsprechenden Farben.	8
Abbildung 7 Landnutzungsklassen (Farbskalenwerte: 1 urban, 2 Landwirtschaft, 3 Grasland, 4 Laubwald, 5 Nadelwald, 6 Mischwald, 7 Wasser, 8 Feuchtgebiete, 9 Sand, 10-13 Eis) auf einem ca. 15x15 km ² - Gitter.	10
Abbildung 8 wie in Abbildung 7. Detailausschnitt um Berlin. Eingetragen auch der Standort Lindenberg (weißer Stern) mit dort vorherrschender Landnutzungsklasse (Landwirtschaft).....	11
Abbildung 9 Die in TRAMPER benutzen, zeitlich nicht variablen Rauhigkeitslängen (in m) auf dem ca. 15x15 km ² - Gitter.....	14
Abbildung 10 Wie in Abbildung 9. Detailausschnitt um den Berliner Raum. Eingetragen auch der Standort Lindenberg (weißer Stern) mit dort benutzter Rauhigkeitslänge (0.095 m).....	15
Abbildung 11 Mit TRAMPER simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	16
Abbildung 12 Mit TRAMPER simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	16
Abbildung 13 Rauhigkeitslängen in m im COSMO-EU-Gitter (ca. 7x7 km ² Auflösung) 20	20
Abbildung 14 Wie in Abbildung 13. Detailausschnitt um den Berliner Raum. Eingetragen auch der Standort Lindenberg (weißer Stern) mit dort benutzter Rauhigkeitslänge (0.38 m).....	21
Abbildung 15 Mit COSMO-EU simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	22
Abbildung 16 Mit COSMO-EU simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	22

Abbildung 17 Mit COSMO-MUSCAT simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	24
Abbildung 18 Mit COSMO-MUSCAT simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	25
Abbildung 19 Mit TNO-EZMW simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	28
Abbildung 20 Mit TNO-EZMW simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).	28
Abbildung 21 Stundenmittelwertvergleich der Windgeschwindigkeit [m] in 10 m Höhe zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO_EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (y-Achse), für den Standort Lindenberg; Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2).	29
Abbildung 22 Stundenmittelwertvergleich der Windgeschwindigkeit [m] in 10 m Höhe zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO-MUSCAT (y-Achse), für den Standort Lindenberg; Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2).	30
Abbildung 23 Stundenmittelwertvergleich der Windgeschwindigkeit [m] in 10 m Höhe zwischen TRAMPER (x-Achse) und EZMW, nachgerechnet an der TNO (y-Achse), für den Standort Lindenberg; Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2).	30
Abbildung 24 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Berlin-Nansenstr., simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr	31
Abbildung 25 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Waldhof, simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr	32
Abbildung 26 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Deuselbach, simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr	33
Abbildung 27 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Westerland, simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr	34
Abbildung 28 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO-EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (y-Achse), für den Standort Berlin-Nansenstr.	35
Abbildung 29 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO-EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (y-Achse), für den Standort Waldhof.	36

Abbildung 30 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen COSMO-EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (x-Achse) und COSMO, nachgerechnet am IFT-Leipzig (y-Achse), für den Standort Waldhof.....	36
Abbildung 31 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und EZMW, nachgerechnet an der TNO (y-Achse), für den Standort Berlin-Nansenstr.....	37
Abbildung 32 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und EZMW, nachgerechnet an der TNO (y-Achse), für den Standort Waldhof.....	38
Abbildung 33 O ₃ -Jahresmittelwert in µg/m ³ - Kontrolllauf	45
Abbildung 34 O ₃ -Jahresmittelwert in µg/m ³ - Sensitivitätslauf.....	45
Abbildung 35 Prozentuale Änderung des O ₃ -Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.....	46
Abbildung 36 NO ₂ -Jahresmittelwert in µg/m ³ - Kontrolllauf.....	46
Abbildung 37 NO ₂ -Jahresmittelwert in µg/m ³ - Sensitivitätslauf.....	47
Abbildung 38 Prozentuale Änderung des NO ₂ -Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.....	48
Abbildung 39 PM10-Jahresmittelwert in µg/m ³ - Kontrolllauf	49
Abbildung 40 PM10-Jahresmittelwert in µg/m ³ - Sensitivitätslauf	49
Abbildung 41 Prozentuale Änderung des PM10-Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.....	50
Abbildung 42 PM25-Jahresmittelwert in µg/m ³ - Kontrolllauf	50
Abbildung 43 PM25-Jahresmittelwert in µg/m ³ - Sensitivitätslauf	51
Abbildung 44 Prozentuale Änderung des PM25-Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.....	52
Abbildung 45 mittlere Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s] aus COSMO-EU-Daten für das Jahr 2005.....	53

Tabelle 1 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Berlin-Nansenstr., berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert.	31
Tabelle 2 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Waldhof, berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert in Lückow.....	32
Tabelle 3 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Deuselbach, berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert.....	33
Tabelle 4 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Westerland, berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert.....	34

1. Einleitung:

Meteorologie bestimmt zu einem wesentlichen Teil die Güte der Schadstoffkonzentrationssimulationen. Wird die meteorologische Ist-Situation nicht richtig wieder gegeben, kann auch die chemische Luftmasse nicht korrekt simuliert werden. Während bei Online-Modellen die Modellierung der Advektion und der Diffusion einher geht mit der Berechnung der chemischen Änderungen der einzelnen Luftsabstoffe, werden bei Offline-Modellen meteorologische Prozesse und chemische Prozesse getrennt berechnet und können dadurch unabhängig voneinander betrachtet und validiert werden. Dadurch entsteht jedoch eine Fehlerquelle bei der Schadstoffkonzentrationssimulierung: die meteorologischen Variablen, die den Transport und die Diffusion der Luftmassen bestimmen, müssen dem Chemie-Transport-Modell in festgelegten Zeitintervallen übergeben werden. Zwischen diesen Zeitintervallen muss interpoliert werden.

So genannte meteorologische Treiber wurden entwickelt, um diese Übergabe atmosphärischer Größen an die Chemie-Transport-Modelle so genau wie möglich zu gewährleisten. Dabei werden die Ansprüche der Transportmodelle an eine detaillierte Betrachtung der Meteorologie in Bodennähe besonders berücksichtigt.

Häufig werden von Transportmodellen andere Parameter zur Beschreibung der Turbulenz benutzt als von numerischen Wettervorhersagemodellen (NWM) berechnet werden. Auch wenn diagnostische meteorologische Modelle als Treiber benutzt werden, müssen auch in ihnen die geforderten Turbulenzparameter aus Beobachtungen bestimmt beziehungsweise berechnet werden. Vor allem wird die Schubspannungsgeschwindigkeit als Maß für die mechanische Turbulenz und das Temperaturschwankungsmaß als Parameter für die konvektiven Turbulenzen benutzt. Beide Parameter werden weder von NWM noch routinemäßig von Beobachtungen zur Verfügung gestellt: sie müssen also entweder nachgerechnet oder abgeschätzt werden. Auch für Ausbreitungsrechnungen fundamentale Größen wie die Mischungsschichthöhe werden von NWM nicht berechnet. Separate Grenzschichtmodelle übernehmen häufig innerhalb des Wettermodells die Berechnung dieser Größen aus den Modellparametern. Diagnostische Grenzschichtmodelle müssen verwendet werden, auch wenn die Grenzschichtparameter aus reinen Routinemessungen abgeleitet werden sollen.

Neben den grenzschichtrelevanten atmosphärischen Variablen sind jedoch auch meteorologische Größen wie Niederschlag, Wolkenbedeckung, Temperatur und Wind von außerordentlicher Bedeutung für die korrekte Simulation von chemisch aktiven und auch inerten Schadstoffen. Werden über Niederschläge die Schadstoffe aus der Atmosphäre ausgewaschen, so werden vor allem über die Strahlung und über die Temperatur Schadstoffe in der Luft chemisch aufgebaut oder umgewandelt. Schadstofftransporte hingegen werden über den Wind gesteuert.

Bei allen meteorologischen Variablen und bei allen Modellansätzen bleibt die Grundproblematik der Übergabe an das off-line-Ausbreitungsmodell aufrecht, dass zeitlich, häufig auch noch räumlich auf die neue Modellstruktur interpoliert werden muss. Erschwerend kommt die meist stündliche Mittelung als Übergabekompromiss zwischen Meteorologie und Transportmodell hinzu. Diese atmosphärische Mittelung wird im CTM über eine zeitliche Interpolation zwischen den Terminen wieder fiktiv aufgehoben.

Des Weiteren gibt es für verschiedene meteorologischen Variablen in der Grenzschicht unterschiedliche Definitionen bzw. Auffassungen, wie zum Beispiel die Mischungs-

schichthöhe. In der Mischungsschicht finden starke vertikale Umlagerungen und Durchmischungen von Temperatur, Feuchte und Schadstoffen statt. Wie hoch diese starke Durchmischung wirkt und wo die vertikalen Umverteilungen gegenüber horizontalen Lufttransporten vernachlässigt werden können, bildet die Grundannahme zur Mischungsschicht. NWM gehen häufig davon aus, dass die Mischungsschichtobergrenze dort anzusetzen ist, wo das Verhältnis von turbulenten zu laminaren Schichtungen einen bestimmten Grenzwert überschreitet. Somit wird über andere prognostische Parameter im Modell die Mischungsschichthöhe diagnostiziert. Wird dieser Grenzwert nicht erreicht, wie beispielsweise häufig nachts oder unter sehr stabilen atmosphärischen Verhältnissen, so wird ein stabiler Unter- oder Oberwert festgelegt. Mischungsschichthöhenabschätzungen, die auf Messdaten gründen, verwenden neben dem Temperaturprofil häufig meteorologische Variablen wie das Stabilitätsmaß oder die Schubspannungsgeschwindigkeit, die wiederum aus Routinemessungen wie 10-m Windgeschwindigkeit, Temperatur- und Feuchtemessungen aus Ballonaufstiegen und Bewölkungsdaten abgeleitet werden müssen.

Räumlich und zeitlich hoch aufgelöste Messdaten hinsichtlich der Grenzschichtparameter sind sehr selten. Nur selten gibt es über Jahre hinweg und räumlich verteilte Turbulenzmessungen, die für Ausbreitungsrechnungen verwendet werden können. Dies macht die Validierung der abgeschätzten Grenzschichtparameter sehr schwierig.

In dieser Arbeit wurden Schubspannungsgeschwindigkeiten, die vom DWD in Lindenbergs bei Berlin über Jahre gemessen, gemittelt über 30 Minuten, und der FU-Berlin zur Verfügung gestellt worden sind, mit modellierten Werten verglichen. Die berücksichtigten Modelle sind zum einen das diagnostische Interpolationsmodell TRAMPER, zum anderen die prognostischen Modelle des DWD COSMO-EU und des EZMW. Wie bereits beschrieben, mussten die grenzschichtrelevanten Parameter aus den NWM nachgerechnet werden, was für das COSMO_EU zum einen von der FU-Berlin, zum anderen vom IfT in Leipzig gemacht worden ist. Die Grenzschichtvariablen aus dem EZMW-Modell wurden hingegen von TNO-Niederlande bestimmt.

Um den Einfluss der Schubspannungsgeschwindigkeit auf die berechneten Schadstoffkonzentrationen quantifizieren zu können, wurde außerdem ein Modelllauf durchgeführt, in dem als einzige Änderung zu einem Referenzlauf die Größe dieser Variable halbiert worden ist.

2. Daten:

2.1 Messdaten

Innerhalb des „Global Energy and Water Cycle Experiment“ (GEWEX) des „World Climate Research Programme“ (WCRP) (Beyrich et al., 2007) hat das Meteorologische Observatorium Lindenberg / Richard-Aßmann Observatorium des Deutschen Wetterdienstes (DWD) das “Coordinated Enhanced Observing Period” (CEOP) – Projekt durchgeführt. Es wurden über einen längeren Zeitraum mikrometeorologische Messungen durchgeführt. Die Daten umfassen halbstündige Werte bodennaher meteorologischer Parameter, Profile von Bodentemperatur und Bodenfeuchte, Wind-, Temperatur- und Feuchteprofile aus Mastmessungen in der unteren Grenzschicht, Energieflussdichten (Strahlungsflüsse, Bodenwärmestrom, turbulente Flüsse von sensibler und latenter Wärme) sowie die hoch aufgelösten Profile der operationellen in 6-stündigen Intervallen durchgeführten Radiosondierungen. Um der Heterogenität der Landoberfläche und somit auch der mikrometeorologischen Messdaten gerecht zu werden, wurden Beobachtungen an zwei verschiedenen Orten durchgeführt: zum einen auf einer Grasfläche in Falkenberg (GM), zum anderen an einer Waldstation in Frost Kehrigk.

Lindenberg hat temperiertes Klima im Übergang von maritimem zu kontinentalem Einfluss und liegt im Südosten von Berlin im Brandenburger Flachland.

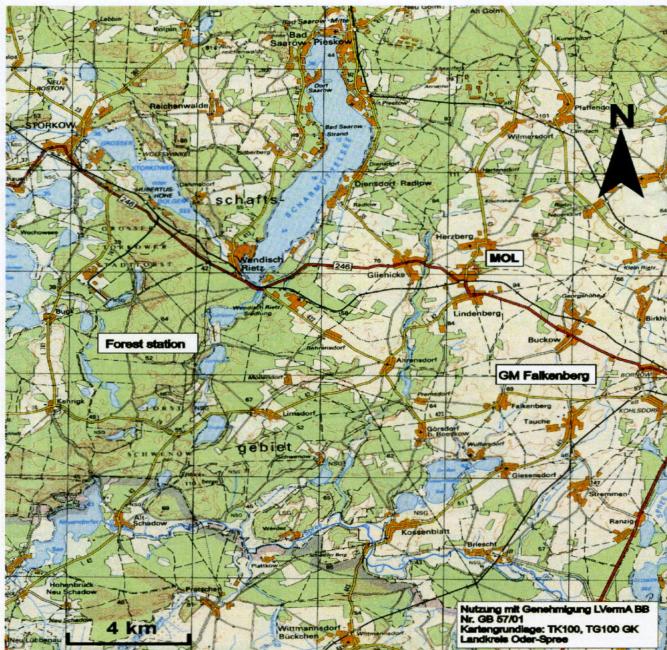


Abbildung 1 Gebietsübersicht: MOL = Meteorologisches Observatorium Lindenberg des DWD, GM Falkenberg = Messstation auf der Grasfläche in Falkenberg, Forest station: Messstation im Forst Kehrigk.

Der Messort Falkenberg liegt 73 m über dem Meeresspiegel und ist mit Weizen und Roggen bepflanzt. Als Landnutzungsklasse wurde für die unmittelbare Umgebung (bis ca. 500m) deshalb Grassland/Landwirtschaft angenommen. Der Bodentyp ist sandig; ab ca. 80 cm Tiefe hingegen trifft man hauptsächlich auf lehmigen Boden.

Die Waldstation liegt ca. 10 km westlich von der Wiesenstation Falkenberg entfernt. Der vorherrschende Baumtypus ist Kiefer (*pinus sylvestris*) mit einer durchschnittlichen Höhe von 14 m, mit einem durchschnittlichen Stammdurchmesser von 14 cm und mit einer Dichte von 1800 Bäumen pro Hektar. Über Windprofilmessungen am Mast im Wald wurden die Rauhigkeitslänge (z_0) und die Verschiebungshöhe (d) auf $z_0 = 1.8\text{--}2$ m und $d = 9$ m bestimmt. Die beiden Messorte sind in der Landkarte in Abbildung 1 dargestellt. An der Wiesenstation in Falkenberg steht ein 99 m hoher Mast. Auf 10 m, 20 m, 40 m, 60 m, 80 m und 98 m Höhe werden Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte gemessen. An einem zweiten, 10 m hohen Mast wird die 10 m Windrichtung und – Geschwindigkeit gemessen. Außerdem befindet sich dort ein Sonic-Anemometer-Thermometer für sensible Flussmessungen, sowie ein Infrarot-Hygrometer für latente Flussmessungen. Am Boden befinden sich noch Pluviometer, Druckmesser und Strahlungsmessgeräte. Die Rauhigkeitslänge hier wurde auf unter 0.01 m festgelegt. An der Waldstation steht ein 30 m hoher Mast, an dem Standard-Messungen von Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte auf 9 verschiedenen Höhen (2.25 m, 4.05 m, 9.50 m, 12.05 m, 14.55 m, 17.45 m, 21.00 m, 24.15 m und 28.30 m) durchgeführt werden. Dabei sind die ersten zwei Höhen repräsentativ für die Stammhöhen der Bäume, die nächsten 3 Höhen für die Baumkronen und die obersten 4 Höhen für die meteorologischen Verhältnisse über den Baumwipfeln. Turbulenzmessungen sowie Strahlungsmessungen wurden über Sensoren oberhalb der Baumwipfel durchgeführt. Ein Pluviometer hingegen wurde ca. 500 m entfernt vom Mast in einer Waldlichtung aufgestellt.

Abbildung 2 und Abbildung 3 zeigen den Messaufbau an den zwei Messorten.

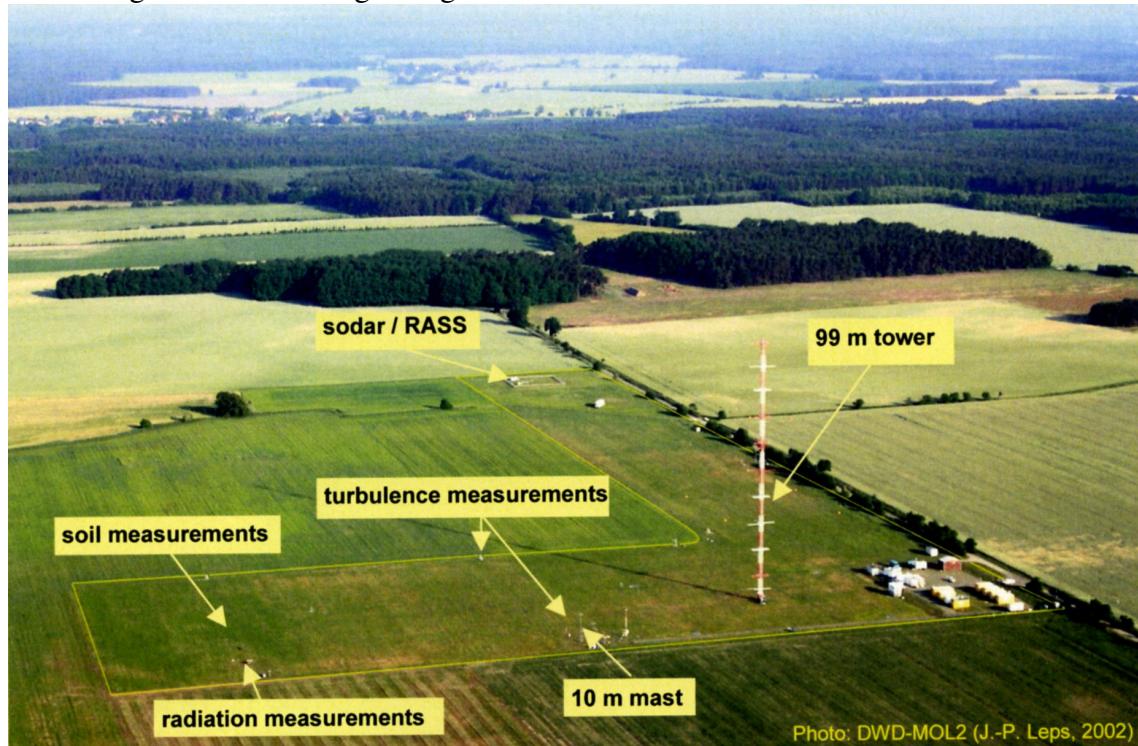


Abbildung 2 Messgeräteanordnung in Falkenberg



Photo: DWD-MOL2 (G. Hollaz, 2003)

Abbildung 3 Messturm im Forst Kehrigk

2.1. Zeitreihen: Schubspannungsgeschwindigkeit

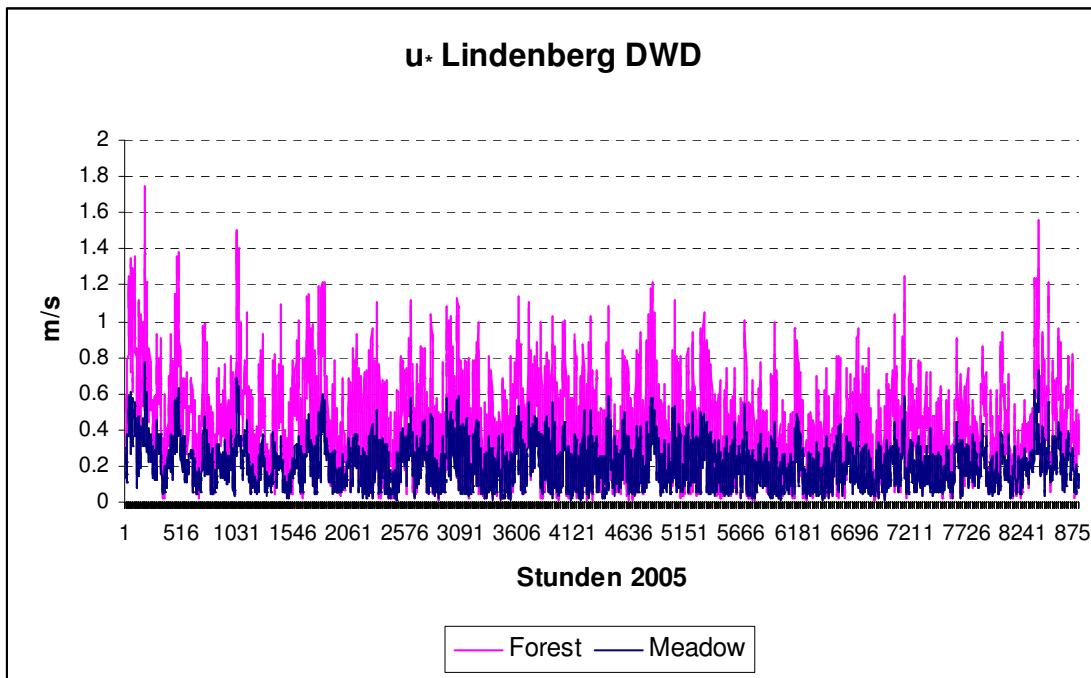


Abbildung 4 Halbstundenmittel der gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten in m/s: in blau am Messort Falkenberg über einer Wiese (Meadow) und in violett im Forst Kehrigk (x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr)

Abbildung 4 zeigt die gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten (u^*) an den zwei Messorten in Lindenberg. Erwartungsgemäß sind die u^* -Werte im Wald (Forest) deutlich höher als auf der Wiese (Meadow). Während sich die Geschwindigkeiten über der Wiese zwischen 0.01 m/s und 0.77 m/s bewegen, wurden an der Forststation Maximalwerte von 1.75 m/s gemessen. Das Detektionsminimum lag an beiden Messorten bei 0.01 m/s.

Abbildung 5 zeigt den Zusammenhang zwischen den beiden Messorten. Da die regionalen Windverhältnisse sich zwischen den beiden nahe beieinander liegenden Messorten nicht wesentlich unterscheiden, ergibt sich auch für die beiden Zeitreihen der Schubspannungsgeschwindigkeiten ein Korrelationskoeffizient von annähernd 0.9. Die Einzelwerte hingegen sind im Wald doppelt so hoch wie über der Wiese. Dies wiederum lässt sich über die sehr unterschiedlichen Rauhigkeitsprofile an den beiden Messstationen erklären. Während im Wald eine Rauhigkeitslänge von 1.8 – 2 m abgeschätzt worden war, betrug diese über der Wiese gerade mal 0.01 m. Abbildung 6 zeigt den Zusammenhang zwischen Schubspannungsgeschwindigkeiten über Wiese (Meadow) und über Wald (Forest) und der Windgeschwindigkeit, die an der SYNOP-Station Lindenberg gemessen worden war. Gerade bei windschwachen und mittleren Situationen ist die Streuung erheblich, was den Einfluss der atmosphärischen Stabilität auf u^* verdeutlicht.

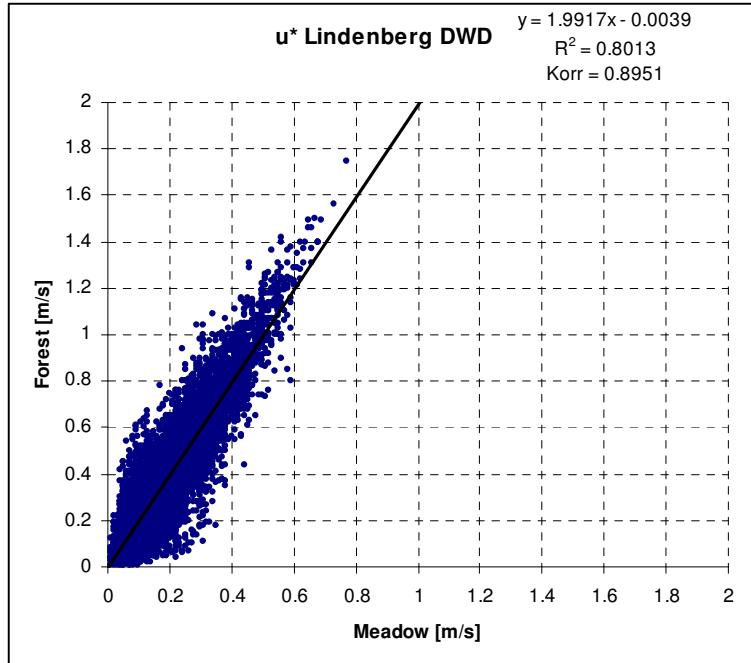


Abbildung 5 Eins-zu-Eins-Punktvergleich der halbstündlich gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten über Wiese (Meadow) in Falkenberg (x-Achse) und im Forst Kehrigk (Forest) (y-Achse) in m/s. Lineare Gleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß R^2 und Korrelationskoeffizient (Korr).

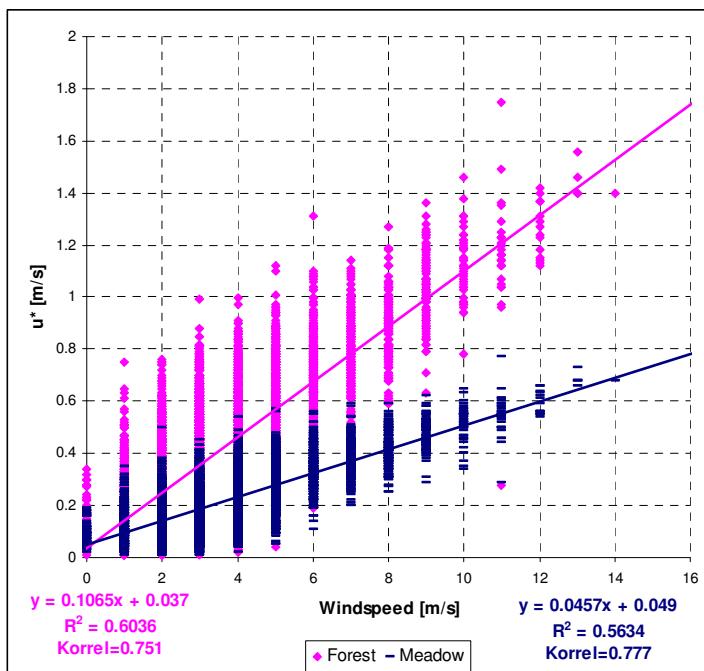


Abbildung 6 Eins-zu-Eins-Vergleich zwischen stündlichen Schubspannungsgeschwindigkeiten in Falkenberg (blau – Meadow) bzw. Forst Kehrigk (violett – Forest) (y-Achse) und der in Lindenbergs gemessenen Windgeschwindigkeit (x-Achse) in m/s. Gleichung, Streuung und Korrelationskoeffizient in entsprechenden Farben.

3. Vergleich Messungen-Simulationen:

Um die in Lindenbergs gemessenen Werte mit den modellierten Werten vergleichen zu können, mussten Annahmen hinsichtlich der Repräsentativität sowohl der Messorte als auch der Gitterauflösung gemacht werden. Die beiden Messstationen liegen ca. 10 km voneinander entfernt in sehr unterschiedlichen Umgebungen. Wie die gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten gezeigt haben, sind die Werte ca. Faktor 2 unterschiedlich. Die für die beiden Messorte bestimmten Rauhigkeitslängen sind sogar Faktor 200 unterschiedlich (Waldstation $z_0 \approx 2$ m, Wiesenstation $z_0 = 0.01$ m).

Die für Ausbreitungsrechnungen typischen Auflösungen im Regionalbereich liegen bei ca. 10 km. Innerhalb einer Gitterbox befinden sich dadurch sehr unterschiedliche Landnutzungsklassen, die typischerweise häufigkeitsgewichtet gemittelt werden.

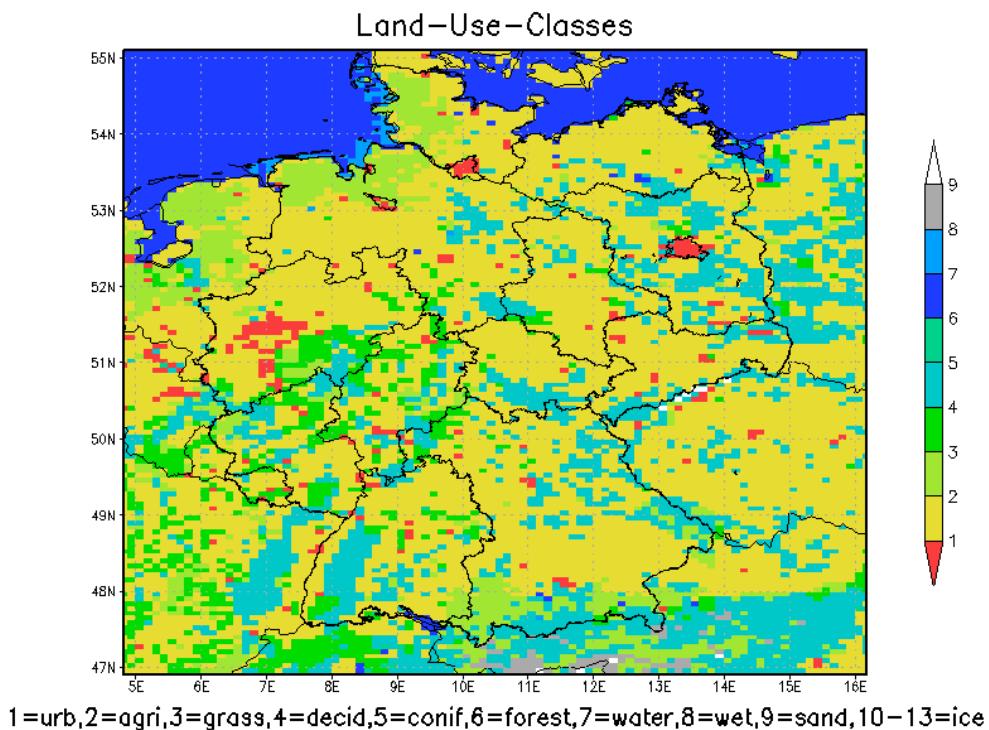


Abbildung 7 Landnutzungsklassen (Farbskalenwerte: 1 urban, 2 Landwirtschaft, 3 Grasland, 4 Laubwald, 5 Nadelwald, 6 Mischwald, 7 Wasser, 8 Feuchtgebiete, 9 Sand, 10-13 Eis) auf einem ca. 15×15 km 2 - Gitter.

Für TRAMPER wurde beispielsweise die in Abbildung 7 dargestellte Landnutzungsverteilung benutzt. Deutlich sichtbar ist die vereinfachte Klassifizierung um den Berliner Raum in Stadt (Kennnummer 1), Landwirtschaft (Kennnummer 2), und Nadelwälder (Kennnummer 5). Abbildung 8 zeigt die in Abbildung 7 schon dargestellte Landnutzungsverteilung für den Berliner Raum. Die Auflösung ist ca. 15×15 km 2 . Im Südosten wurde mit einem weißen Stern die Synop-Station Lindenbergs eingetragen, die im TRAMPER-Raster in eine durch Landwirtschaft geprägte Zelle fällt. Dies soll die Problematik der Auflösung nochmals verdeutlichen. Der meteorologische Treiber wurde in diesem Fall räumlich mit dem Ausbreitungsmodell RCG (Stern, 2005, Beekmann et

al., 2007, Stern, 2009) abgestimmt. Es erfolgte also zwischen TRAMPER und RCG keine räumliche Interpolation.

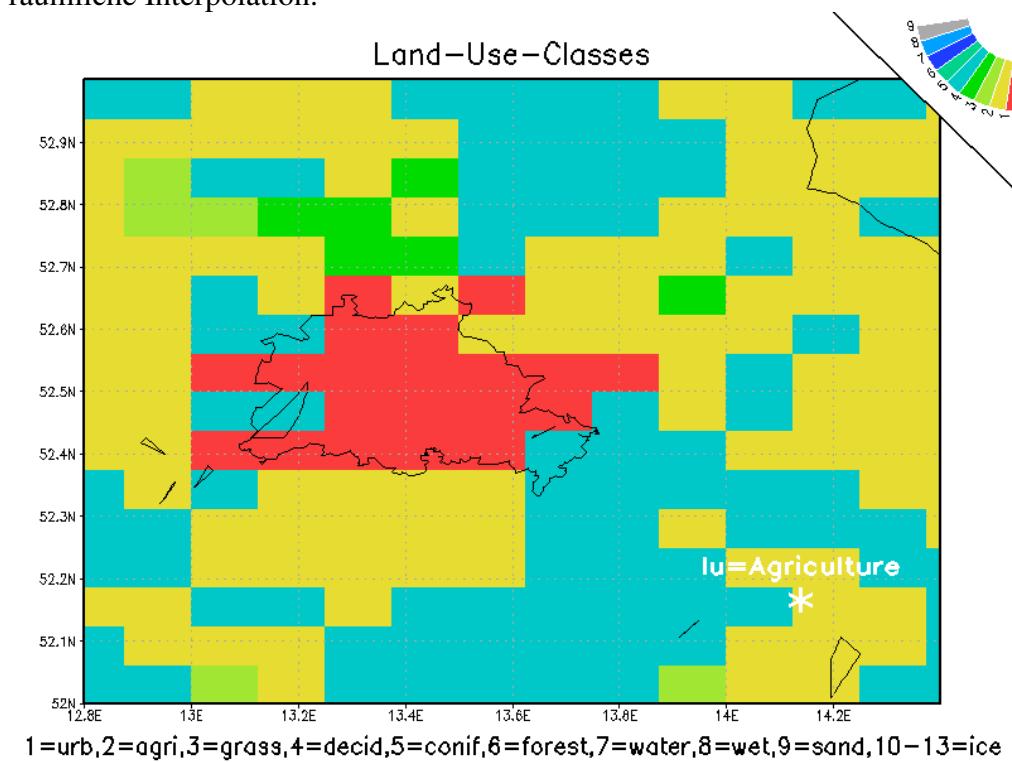


Abbildung 8 wie in Abbildung 7. Detailausschnitt um Berlin. Eingetragen auch der Standort Lindenberg (weißer Stern) mit dort vorherrschender Landnutzungsklasse (Landwirtschaft).

3.1. Schubspannungsgeschwindigkeit

3.1.1. TRAMPER

TRAMPER (Reimer, 1986, Reimer und Scherer, 1992) benutzt Bodenbeobachtungen und Radiosondenaufstiege aus dem weltweiten meteorologischen synoptischen Netz und interpoliert diese über ein optimales Interpolationsverfahren. Neben diesen Daten werden noch klimatologische Werte der Wassertemperatur und geographische Daten wie Landnutzungsdaten und Orographie verwendet. Auf 24 isentropen Höhenflächen werden über ein univariates Interpolationsschema folgende Variablen in der Troposphäre analysiert:

Montgomery Potential, Druck, lokale Stabilität, Wind und relative Feuchte. Am Boden werden unreduzierter Bodendruck, 10 Meter Wind, potentielle Temperatur, Drucktendenz, reduzierter Bodendruck und relative Feuchte betrachtet. Die dreidimensionalen Felder Wind, Temperatur und lokale Stabilität werden vom Boden ausgehend berechnet, um vertikale Konsistenz zu gewährleisten. Demzufolge werden den Bodenwerten größere Genauigkeit als den Radiosondenaufstiegen zugerechnet.

Das TRAMPER-Analyseverfahren, das auf Arbeiten von Cressman (1959), Gandin (1963) und Bleck (1975) aufgebaut ist, geht in einem ersten Schritt von einem Ausgangsfeld aus, das aus einer Cressman-Interpolation stammen kann oder aber aus einem numerischen Wettermodell. Im zweiten Schritt werden alle Beobachtungen in das Ausgangsfeld integriert, indem eine optimale Interpolation angewandt wird. Die Beobachtungen gelten jeweils für einen Zeitpunkt. Für die Mittelung im Feld wird Isotropie und Homogenität der Feldgröße vorausgesetzt. Anisotropie wie beispielsweise Land-See-Unterschiede wird dabei über die Landnutzung und einer unterschiedlichen Wichtung erreicht. Um optimale Einbindung der Beobachtungsdaten zu erreichen, wird der Fehler zwischen dem über das inverse Distanzen gewichtete Ausgangsfeld und den Beobachtungen ermittelt. Diese Abweichungen werden wiederum über die inverse Distanz gewichtete Interpolationsmethode auf das vorgegebene Gitter gebracht und dem Ausgangsfeld aufaddiert. Dieses neue Feld gilt jetzt als Ausgangsfeld und die Methode wird weiteriteriert, bis ein festgesetzter minimaler Fehler erreicht ist.

TRAMPER berechnet die Schubspannungsgeschwindigkeit wie folgt:

$$u_* = \frac{ku(z)}{\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)}$$

z_0 Rauhigkeitslänge [m]

z Höhe über Grund [m]

$u(z)$ Windgeschwindigkeit in der Höhe z [m/s]

L Monin-Obukhov-Länge [m]

Ψ_m Stabilitätsfunktion

$$\Psi_m = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \tan^{-1}(x) + \frac{\pi}{2}$$

$$x = \sqrt[4]{\left(1 - 15 \frac{z}{L}\right)}$$

Paulson-Beziehung (Paulson, 1970)

$$L = \frac{-u_*^3 \rho c_p \bar{\Theta}}{Hkg}$$

u_* Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s]

ρ Dichte [kg/m³]

c_p spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck [1.005 kJ/kg K]

$\bar{\Theta}$ mittlere potentielle Temperatur [K]

H sensibler (vertikaler turbulenter) Wärmestrom [W/m²]

k Karman-Konstante ≈ 0.4

g Fallbeschleunigung [9.81 m/s²]

Annäherungsweise kann in Bodennähe und in der Grenzschicht $\bar{\Theta} = T$ gesetzt werden. Mit Hilfe der Strahlungsbilanz am Boden wird der sensible Wärmestrom H abgeschätzt. Dafür sind nur Albedo des Untergrundes, Bewölkung, astronomische Größen wie Sonnenzenitwinkel und 2 m-Temperatur erforderlich. Nach Holtslag-van Ulden (1983) und über Annahmen zum Wärmestrom im Boden lassen sich somit die Grenzschichtparameter aus reinen Beobachtungsdaten ableiten.

Abbildung 9 zeigt die in TRAMPER für die Berechnung der Grenzschichtvariablen benutzten Rauhigkeitslängen. Deutlich ersichtlich sind die maximalen Werte für die Städte (0.8 m – 1 m) und für die Berge in den Alpen. Während sich die hohen Werte in den Städten auf die große Inhomogenität der Oberfläche zurückführen lassen (Parklandschaften, Häuser, Straßenschluchten), erklären sich die Maxima in den Alpen vor allem über die Wälder und topographischen Gegebenheiten. Berg-Tal-Strukturen werden nur sehr approximativ berücksichtigt. Bei Auflösungen von über 10 km werden Täler als Oberflächenunebenheiten nur zum Teil berücksichtigt, was wiederum über die Rauhigkeitslängen parametrisiert werden kann. Dies wird in TRAMPER nur in sehr abgeschwächter Form gemacht.

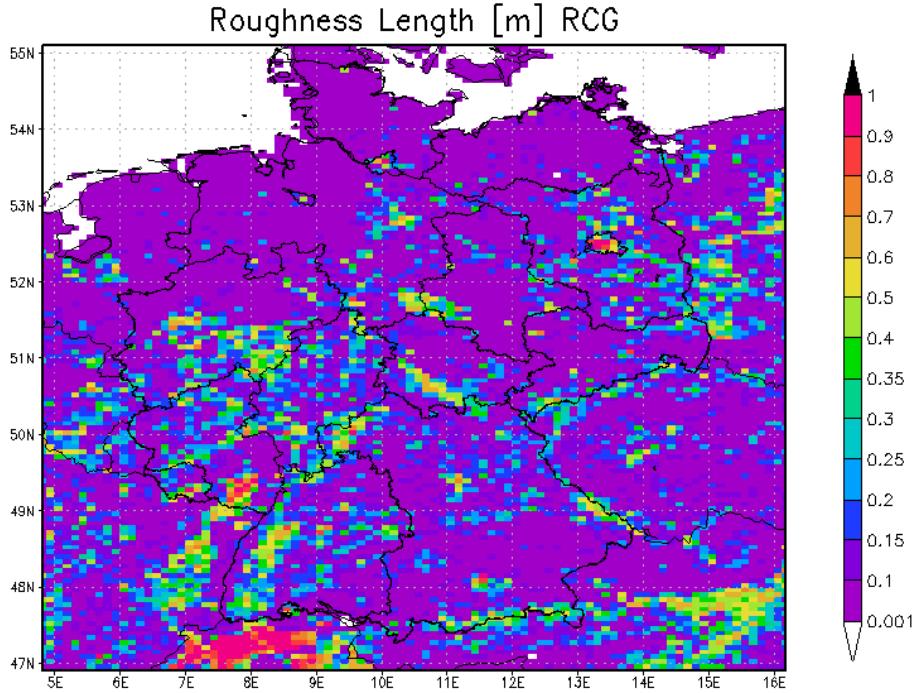


Abbildung 9 Die in TRAMPER benutzen, zeitlich nicht variablen Rauhigkeitslängen (in m) auf dem ca. 15x15 km² - Gitter.

Abbildung 10 zeigt das Berliner Umland. Hier wird die große Variabilität in den Rauhigkeitslängen deutlich: wird der Berliner Innenraum mit einem Wert zwischen 0.9 und 1 m belegt, variieren die Werte in den Berliner Außenbezirken sehr: so ist beispielsweise für den Grunewald eine niedrige Rauhigkeit angesetzt (ca. 0.2 m), während für den Südosten Berlins deutlich höhere Werte abgeschätzt worden sind (zwischen 0.5 und 0.7 m). Für die Landstation Lindenberg wurde ein Rauhigkeitswert von ca. 0.1 m bestimmt, was sich durch die vorherrschende Landnutzungsklasse Landwirtschaft und Grasland erklären lässt. Die Problematik der Mittelung verschiedener Landnutzungsklassen sowie der Zuordnung von Rauhigkeitslängen zu verschiedenen Untergründen wird an diesem Beispiel sehr deutlich: TRAMPER verwendet statische Rauhigkeitslängen, die demnach nicht dem Wachstum weder von landwirtschaftlichen Pflanzen noch von Bäumen Rechnung tragen. Somit muss jeder Gitterzelle ein repräsentativer Wert zugeordnet werden, was dem Modellierer eine gewisse Entscheidungsfreiheit erlaubt.

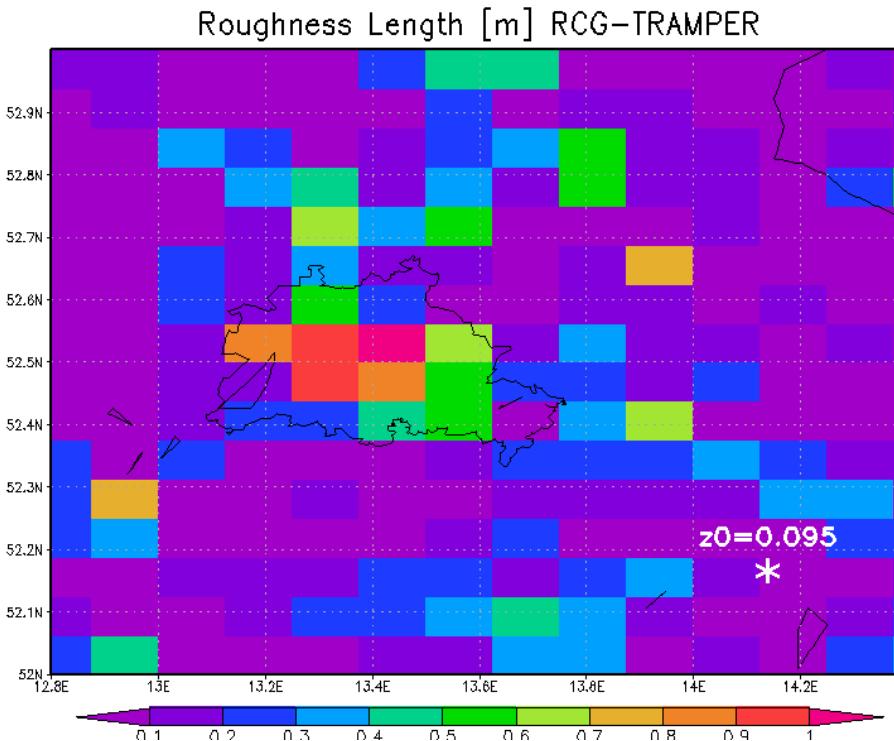


Abbildung 10 Wie in Abbildung 9. Detailausschnitt um den Berliner Raum. Eingetragen auch der Standort Lindenbergs (weißer Stern) mit dort benutzter Rauhigkeitslänge (0.095 m).

Dies beinhaltet jedoch auch bestimmte Risiken, wir hier am Beispiel Lindenbergs veranschaulicht wird: nur ein paar Meter weiter im Westen des Modellgebietes wäre die repräsentative Rauhigkeitslänge für die Zelle nicht mehr unter 0.1 m sondern doppelt so hoch zwischen 0.2 und 0.3 m.

Deutlich wird diese Problematik, wenn die mit TRAMPER berechneten Schubspannungsgeschwindigkeiten mit den an den zwei Lindenberger Stationen gemessenen Werten verglichen werden. Abbildung 11 zeigt das Streudiagramm der stündlichen Schubspannungsgeschwindigkeiten. Auf der Y-Achse sind die mit TRAMPER berechneten, auf der X-Achse die an der Wiesenstation gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten aufgetragen. Im Vergleich dazu sind in Abbildung 12 die TRAMPER-Werte den Messwerten an der Waldstation gegenübergestellt. Es zeigt sich, dass TRAMPER annähernd die gleiche Rauhigkeitslänge für die gesamte Gitterzelle benutzt wie die über der Wiesenstation abgeschätzten. Dennoch werden mit TRAMPER auch im Vergleich zu den Werten an der Wiese deutlich niedrigere u^* -Werte simuliert als gemessen. Bei einem Korrelationskoeffizienten von annähernd 0.8 unterschätzt TRAMPER die gemessenen Werte um ca. 20%. Vergleicht man hingegen die stündlichen TRAMPER-Analysen mit den Schubspannungsgeschwindigkeiten, die an der Waldstation gemessen worden sind, so sind die Unterschätzungen bei ca. 60%. Auffallend ist auch, dass TRAMPER keine Werte über 0.65 m/s berechnet. An der Wiesenstation wurden aber Werte bis zu 0.77 m/s gemessen. An der Waldstation hingegen werden Werte weit über 1 m/s gemessen. Auch die Nachbarstationen im TRAMPER-System liefern maximale Werte von 0.8 m/s an Schubspannungsgeschwindigkeiten über nicht-städtischen Gebieten. Werte von

annähernd 1 m/s werden nur in Stadtgebieten simuliert. Dies ist im Widerspruch zu den an den Lindenberger Stationen beobachteten u^* -Werten. Wird davon ausgegangen, dass bei der gewählten Auflösung immer mehrere Landnutzungsklassen in einer Gitterzelle vertreten sind, so unterschätzt TRAMPER in diesem Fall die beobachteten Schubspannungsgeschwindigkeiten deutlich und immer.

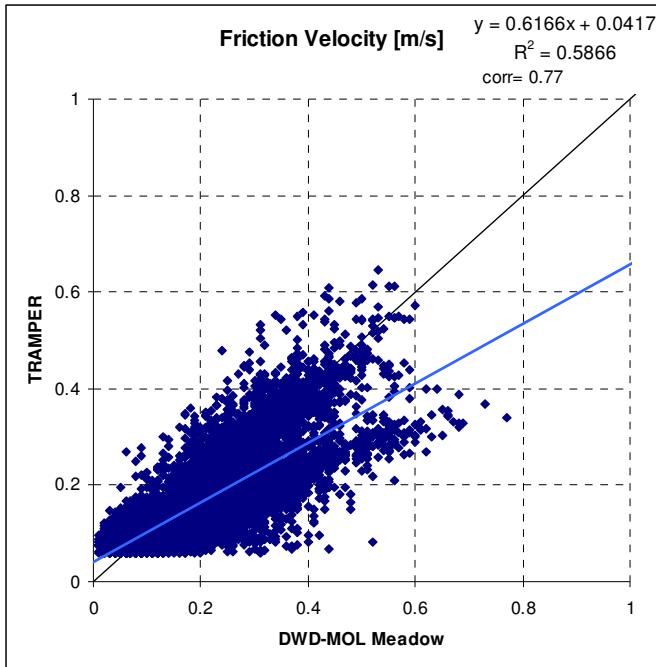


Abbildung 11 Mit TRAMPER simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

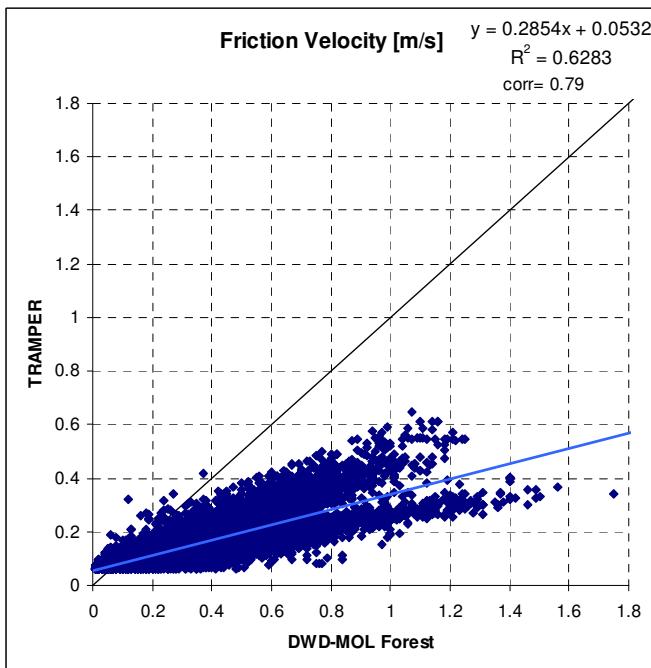


Abbildung 12 Mit TRAMPER simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

3.1.2. COSMO_EU – FU

Beim prognostischen numerischen Wettermodell COSMO-EU des DWD (Doms et al., 2002, Doms et al., 2007) handelt es sich um ein nicht hydrostatisches Gittermodell mit einer horizontalen Auflösung von ca. 7 km und einer vertikalen Schichtung in einem hybriden Koordinatensystem. Operationell werden 40 Höhenschichten benutzt, von denen die erste Schicht bei ca. 10 Metern über Grund liegt. Die untere Troposphäre ist sehr gut aufgelöst. Das Rechengebiet umfasst ein geographisches Gebiet von Nordafrika bis Nordnorwegen und von Island bis einschließlich Schwarzen Meer.

Der Grenzschichtparameter u^* (Schubspannungsgeschwindigkeit) wird aus den Ergebnisdaten des numerischen Wettervorhersagemodells nachgerechnet (Fay et al., 1997)

Dabei werden folgende Definitionen ausgenutzt:

$$u_* = \overline{u' w'}$$

wobei Querbalken über den Variablen zeitliche Mittelungen ausdrücken und Hochkommata für Abweichungen vom Mittelwert stehen.

Im COMSO-EU werden die folgenden Größen dafür benutzt:

$$u_*^2 = c_M v_{KE}^2$$

c_M wird als TCM (turbulenter Transferkoeffizient für Impuls an der Oberfläche) von COSMO-EU ausgegeben. v_{KE} ist die Windgeschwindigkeit in der untersten Modellfläche.

Um orographischen Gegebenheiten wie Tälern und Bergen Rechnung zu tragen, die in der gegebenen Gitterweite nicht aufgelöst werden können, müssen Parametrisierungen eingeführt werden. Dies wird im COSMO-EU-Modell über die Rauhigkeitslänge gemacht. Dabei wird davon ausgegangen, dass dieser Parameter sowohl die Rauhigkeit des Untergrundes hinsichtlich des darüber streichenden Windes darstellt, als auch die nicht aufgelösten topographischen Eigenschaften der Gitterzelle zeigen muss. Dies spielt vor allem in der Berechnung der Schubspannung τ und somit auch der

Schubspannungsgeschwindigkeit $u^* = \sqrt{\frac{|\tau|}{\rho}}$ eine wichtige Rolle.

Numerische Wettermodelle sind sehr sensibel gegenüber Bodenflüssen bezüglich Impuls, Wärme und Feuchte, da diese Flüsse die Erdoberfläche mit der Atmosphäre koppeln. Der Impulsfluss wird dabei im COSMO_EU über das Schubspannungsgesetz wie folgt formuliert:

$$\tau_{scf}^{13} = -\rho C_m^d \left| \vec{v}_h \right| u$$

$$\tau_{scf}^{23} = -\rho C_m^d \left| \vec{v}_h \right| v$$

wobei u und v die horizontalen Windkomponenten der untersten Modellschicht sind, $\left| \vec{v}_h \right| = (u^2 + v^2)^{1/2}$ ist die absolute Windgeschwindigkeit in derselben Modellschicht und C_m^d ist der Luftwiderstandskoeffizient.

Die Schubspannungsgeschwindigkeit kann nun mit den Richtungskomponenten des Schubspannungstensors wie folgt ausgedrückt werden:

$$u_* = \left\{ \left(\frac{\tau_{scf}^{13}}{\rho} \right)^2 + \left(\frac{\tau_{scf}^{23}}{\rho} \right)^2 \right\}^{1/4}$$

Gemäß der Similaritätstheorie gilt in der Prandtl-Schicht folgender Zusammenhang zwischen der vertikalen Änderung der horizontalen Windgeschwindigkeit und der Schubspannung:

$$\frac{d \left| \vec{v}_h \right|}{dz} = \frac{u_*}{Kz} \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right)$$

$$\Phi_m \left(\frac{z}{L} \right) = \begin{cases} 1 + 4.7 \frac{z}{L} & \text{für } \frac{z}{L} > 0 \text{ (stabil)} \\ 1 & \text{für } \frac{z}{L} = 0 \text{ (neutral)} \\ \left(1 - 15 \frac{z}{L} \right)^{-1/4} & \text{für } \frac{z}{L} < 0 \text{ (instabil)} \end{cases}$$

Φ_m als Funktion des Längenmaßes (z/L) (L = Monin-Obukhov-Länge) stellt die Stabilitätsfunktion des Vertikalprofils dar.

Das Windprofil kann zwischen z_0 und h integriert werden, wobei z_0 die aerodynamische Rauhigkeitslänge darstellt und h jede beliebige Höhe innerhalb der fluss-konstanten Prandtl-Schicht sein kann.

Das Ergebnis der Integration lautet wie folgt:

$$\frac{\left| \vec{v}_h \right|}{u_*} = \frac{1}{K} \left[\ln \left(\frac{h}{z_0} \right) + \Psi_m \left(\frac{h}{L}, \frac{z_0}{L} \right) \right]$$

$$\Psi_m \left(\frac{h}{L}, \frac{z_0}{L} \right) = \begin{cases} 4.7(h/L - z_0/L), & \text{für } 1/L > 0 \text{ (stabil)} \\ 1.0, & \text{für } 1/L = 0 \text{ (neutral)} \\ -2 \ln[(1+x)/(1+x_0)] - \ln[(1+x^2)/(1+x_0^2)] + 2 \arctan x - 2 \arctan x_0, & \text{für } 1/L < 0 \text{ (instabil)} \end{cases}$$

Für die Φ_m - Profil-Funktionen (Dyer-Businger) stellen Ψ_m die analytischen Integralformen dar. $x = (1 - 15h/L)^{1/4}$ und $x_0 = (1 - 15z_0/L)^{1/4}$

Aus der Definition der Schubspannungsgeschwindigkeit lässt sich nunmehr der Luftwiderstandskoeffizient berechnen:

$$C_m^d = \frac{u_*^2}{|\vec{vh}|^2} = K^2 \left[\ln\left(\frac{h}{z_0}\right) + \Psi_m\left(\frac{h}{L}, \frac{z_0}{L}\right) \right]^{-2}.$$

Da die Berechnung des Luftwiderstandskoeffizienten jedoch von der Monin-Obukhov-Länge ($L = \frac{\theta u_*^2}{K g \theta_*}$) abhängt und die wiederum von der Schubspannungsgeschwindigkeit,

können analytische Verfahren nicht eingesetzt werden und es müssen aufwendige numerische Methoden verwendet werden. Deshalb hat man in COSMO_EU beschlossen, als Stabilitätsmaß der Atmosphäre die Richardson-Gradienten-Zahl zu benutzen. Diese hängt nur von vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur und der Windgeschwindigkeit ab und ist deshalb einfach aus den Modellvariablen zu berechnen.

$$Ri_B = \frac{g}{\theta_{sfc}} \frac{(\theta - \theta_{sfc})(h - z_0)}{(u^2 + v^2)}.$$

Louis (1979) hat dabei vorgeschlagen, folgenden Zusammenhang zwischen Luftwiderstandskoeffizienten und Ri_B zu benutzen:

$$C_m^d = C_{m,n}^d f_m(Ri_B, h/z_0)$$

$$C_{m,n}^d = K^2 \left[\ln\left(\frac{h}{z_0}\right) \right]^{-2}.$$

$C_{m,n}^d$ ist der Transferkoeffizient für Impuls im neutralen Fall.

f_m ist nun die Stabilitätsfunktion, die asymptotisch gegen Null für wachsende Atmosphärenstabilität geht.

Im COSMO_EU wird dabei die gleiche Stabilitätsfunktion benutzt wie im EZMW-Modell:

Für statisch stabile Bodenschichten ($Ri_B \geq 0$):

$$f_m = \frac{1}{1 + 2bRi_B(1 + dRi_B)^{-1/2}}$$

und für statisch instabile Bodenschichten ($Ri_B < 0$):

$$f_m = 1 + \frac{2b|Ri_B|}{1 + 3bcC_{m,n}^d [(h/z_0)^{1/3} - 1]^{3/2} \sqrt{|Ri_B|}}.$$

Dabei werden folgende Konstanten benutzt:

$$K = 0.4$$

$$b = c = d = 5.0$$

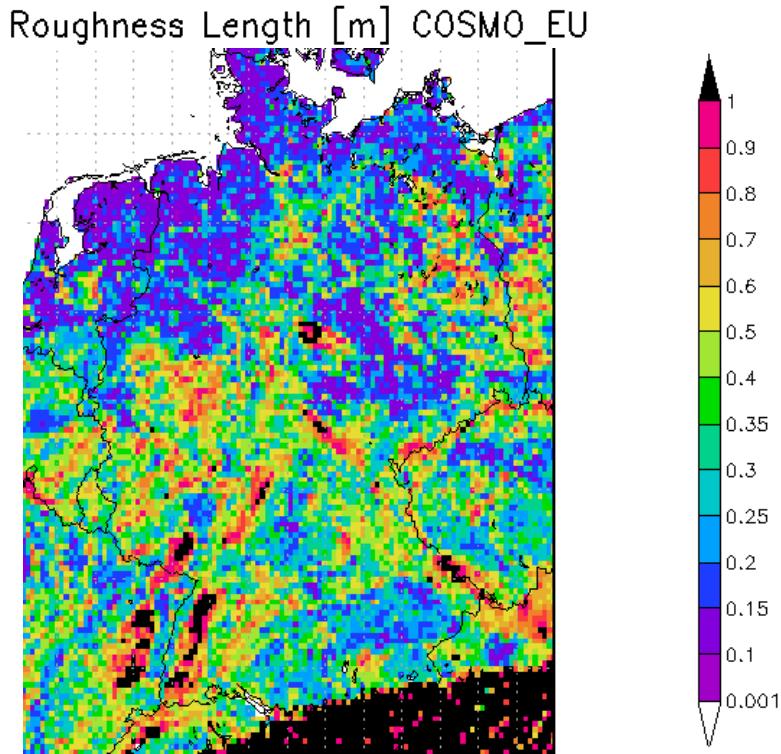


Abbildung 13 Rauhigkeitslängen in m im COSMO-EU-Gitter (ca. $7 \times 7 \text{ km}^2$ Auflösung)

Abbildung 13 zeigt die in COSMO_EU verwendeten Rauhigkeitslängen für Deutschland in der Auflösung von ca. $7 \times 7 \text{ km}^2$. Deutlich ist ersichtlich, dass über den Alpen und über den Mittelgebirgen wie Schwarzwald, Vogesen und Bayrischer Wald, aber auch über dem Harz, der Parameter Rauhigkeitslänge auch orografische Effekte mit berücksichtigt. Teilweise reichen dort die Werte bis weit über 3 m, was im Vergleich zu TRAMPER deutlich höher ist. Wie bereits erwähnt, werden in TRAMPER topographische Eigenschaften wie Täler und Berge im Rauhigkeitsparameter stark abgeschwächt berücksichtigt. Die Nachberechnung der Schubspannungsgeschwindigkeiten über den turbulenten Transferkoefizienten des Impulses am Boden lässt keine Manipulation dieser Rauhigkeitslängen zu, da in der Berechnung des Transferkoefizienten innerhalb von COSMO_EU bereits diese Längen eingegangen sind. Auch ist eine Manipulation der Rauhigkeitsparameter nicht sinnvoll, will man einen konsistenten meteorologischen Datensatz beibehalten. Es lassen sich jedoch aus diesem Bild bereits hohe Schubspannungsgeschwindigkeiten vor allem in diesen Gebieten erwarten.

Abbildung 14 zeigt die von COSMO_EU verwendeten Rauhigkeitslängen für den Berliner Raum. Dies muss Abbildung 10 gegenübergestellt werden, will man die Unterschiede in den abgeleiteten meteorologischen Variablen verstehen. Auch hier wird der Berliner Innenraum mit Werten zwischen 0.9 und 1.0 m belegt, die Flächen im Süd-Osten Berlins hingegen werden mit im Durchschnitt sehr viel höheren Rauhigkeitslängen parametrisiert als im TRAMPER-System. Werte zwischen 0.5 und 0.8 m sind die Regel, bei TRAMPER lagen die Längen alle unter 0.4 m. Auch die Station Lindenberg selbst ist bei COSMO_EU mit einer Rauhigkeitslänge von 0.38 m belegt, während sie bei TRAMPER gerade mal einen Wert von 0.095 m einnahm. Dies lässt sich über die

unterschiedlichen, zu Grunde liegenden Landnutzungsdaten erklären. Während in COSMO_EU weit mehr Flächen mit Wäldern (hohe Rauhigkeitslängen) belegt zu sein scheinen, sind in TRAMPER die meisten Zellen mit Wiesen und Agrarflächen belegt (vgl. Abbildung 8).

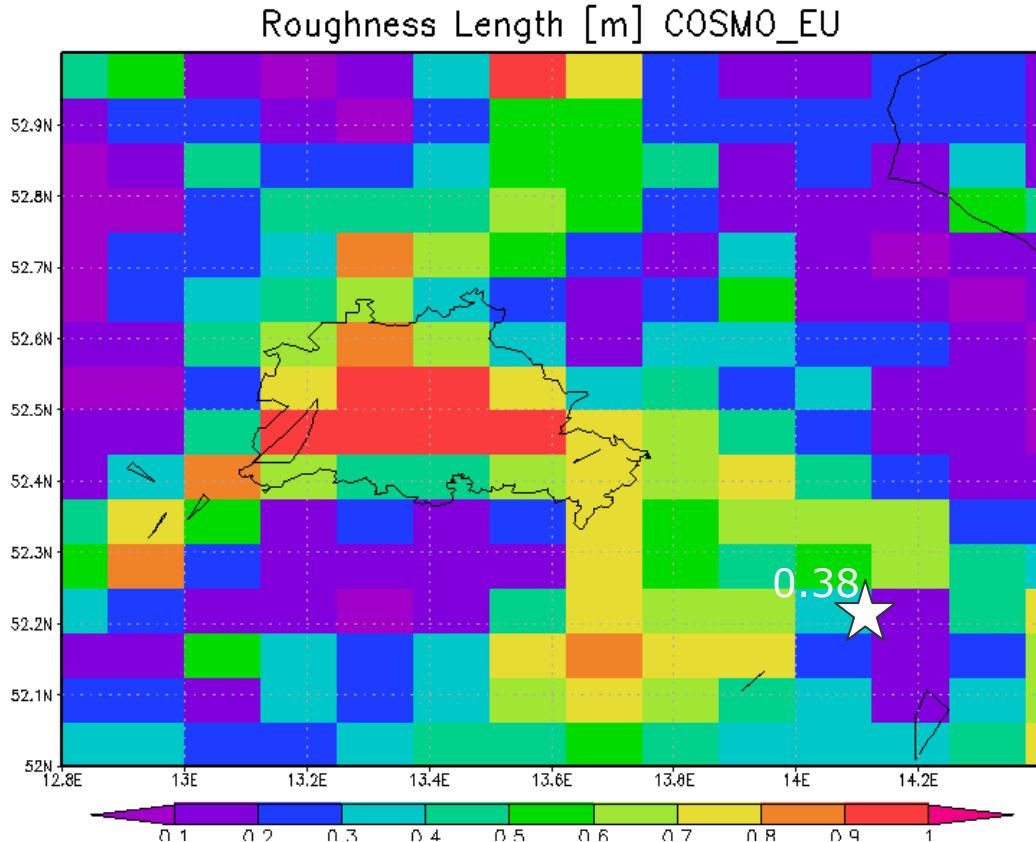


Abbildung 14 Wie in Abbildung 13. Detailausschnitt um den Berliner Raum. Eingetragen auch der Standort Lindenberg (weißer Stern) mit dort benutzter Rauhigkeitslänge (0.38 m).

Abbildung 15 zeigt den Eins-zu-Eins-Vergleich zwischen in Lindenberg an der Wiesenstation gemessenen und mit COSMO_EU-Daten berechneten Schubspannungsgeschwindigkeiten. Dazu wird in Abbildung 16 der Vergleich zwischen COSMO_EU-berechneten und an der Waldstation Lindenberg gemessenen Werten dargestellt. Bei beiden Vergleichen liegt der Korrelationskoeffizient bei über 0.8, was etwas besser ist als der Vergleich zwischen Messungen und TRAMPER-Simulationen (etwas unter 0.8). Dies zeugt von einer guten Wiedergabe des simulierten skaligen Windes über den betreffenden Gitterzellen und somit der abgeleiteten Größe der Schubspannungsgeschwindigkeit. Was jedoch im Gegensatz zu TRAMPER auffällt, ist dass COSMO_EU die Geschwindigkeiten leicht überschätzt, werden sie mit Werten über der Messwiese verglichen und leicht unterschätzt, wenn sie mit Messungen aus dem Wald verglichen werden. TRAMPER hatte bei beiden Vergleichen eine generelle Tendenz zur Unterschätzung zu verzeichnen. Hierbei muss bemerkt werden, dass das Verhalten von COSMO_EU realistischer einzuschätzen ist: wie bereits erwähnt, werden in Gittermodelle mehrere Landnutzungsklassen vorkommengewichtet gemittelt, soweit mehrere unterschiedliche Landnutzungsarten in einer Zelle auftreten. In der Gitterzelle,

die Lindenberg beinhaltet, sind dies vor allem Landwirtschaft-Grasland und Wälder. Somit ist zu erwarten, dass ein einziger Wert für die Schubspannungsgeschwindigkeiten beide Landnutzungsarten anteilig repräsentiert. Dies ist bei COSMO_EU der Fall, bei TRAMPER nicht.

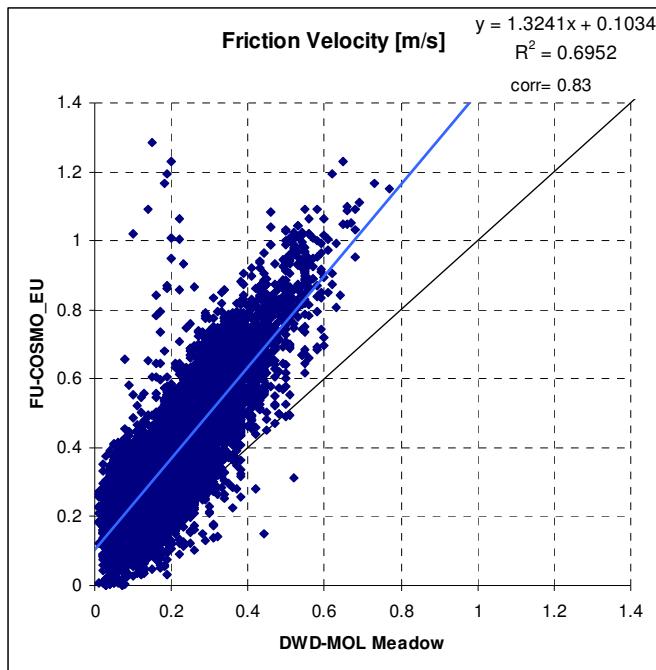


Abbildung 15 Mit COSMO-EU simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

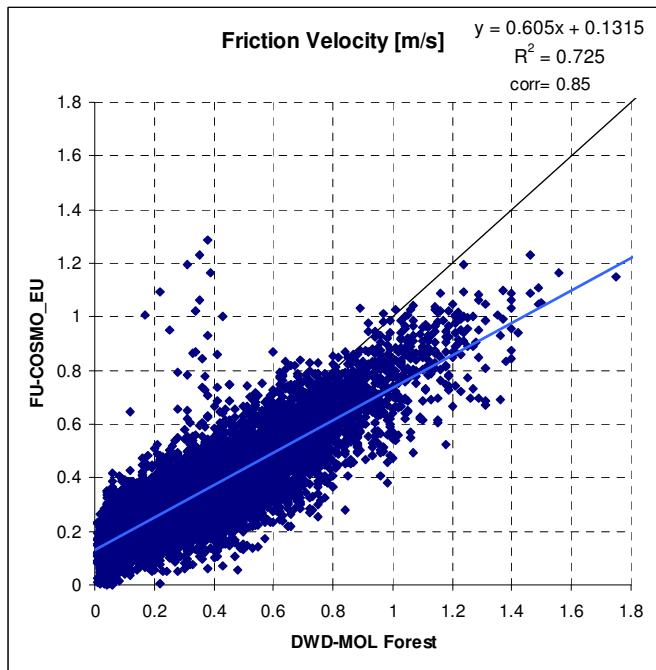


Abbildung 16 Mit COSMO-EU simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

3.1.3. COSMO_MUSCAT - IfT

Das Institut für Troposphärenphysik Leipzig betreibt das Online-Modell COSMO-MUSCAT (früher LM-MUSCAT, Wolke et al. 2004). Dabei werden die meteorologischen Grundgleichungen gelöst (COSMO des DWD) und zu jedem Rechenzeitschritt werden auch die chemischen Prozesse mit MUSCAT simuliert. Wie bereits erwähnt, werden im COSMO-Modell des DWD Schubspannungsgeschwindigkeiten und andere Stabilitätsmaße nicht explizit als Ausgabefelder berechnet, da sie für die Simulation der Wetterverhältnisse im Prognosebetrieb nicht von Wichtigkeit sind. Um einen Vergleich mit gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten machen zu können, wurde deshalb diese Variable aus den Modelldaten nachgerechnet. Aufbauend auf der prognostischen Größe der turbulenten kinetischen Energie und der Mischungslänge wird u^* mit Hilfe der Windgeschwindigkeit in der bodennahen Schicht und der Rauhigkeitslänge berechnet. Dabei wird folgende Relation berücksichtigt:

$$u^* = u_{1st} \kappa \left[\ln \left(\frac{z_{1st}}{z_0} \right) \right]^{-1}$$

wobei

κ = von-Karman-Konstante (0.4)

u_{1st} = Windgeschwindigkeit in der bodennahen Schicht des COSMO-Modells

z_{1st} = Schichtmittelpunkt der ersten Schicht

z_0 = Rauhigkeitslänge

Die Beschreibung des COSMO-Modells, das am IfT betrieben wird, ist der Beschreibung in 3.1.2 (COSMO_EU – FU) analog.

Die vom IfT benutzte Rauhigkeitslänge am Standort Lindenberg beträgt 0.32 m.

Abbildung 17 zeigt den Vergleich der Schubspannungsgeschwindigkeiten zwischen denen von IfT mit COSMO-MUSCAT berechneten (y-Achse) und mit denen an der Wiesenstation gemessenen (x-Achse) Werten. Abbildung 18 hingegen zeigt den Eins-zu-Eins-Vergleich zwischen den von IfT berechneten Gitterwerten (y-Achse) und den im Walde erhobenen (x-Achse) Messwerten. Der über der Wiesenstation, aus Messdaten abgeschätzte Rauhigkeitswert liegt bei unter 0.1 m, der über der Waldstation abgeschätzte Rauhigkeitswert liegt bei über 1 m. Berücksichtigt man die Notwendigkeit von Gittermodellen, über mehrere Landnutzungsklassen anteilig zu mitteln, so kann davon ausgegangen werden, dass IfT-COSMO-MUSCAT mehr Wiesenflächen in ihrem Lindenberg-Gitter haben als Waldflächen. Dementsprechend liegen die simulierten Gitterwerte für die Schubspannungsgeschwindigkeit auch näher an den über der Wiese gemessenen Werten als an der Waldstation. Wie schon häufiger erwähnt, gibt der Korrelationskoeffizient mehr Aufschluss über die Güte der Windgeschwindigkeits-simulation als über die Güte der berechneten Schubspannungsgeschwindigkeiten. Dem zur Folge sagt der Wert von 0.7 (für beide Standorte der gleiche) mehr über die Richtigkeit des simulierten Windes aus als über anderes. Erstaunlich hierbei ist jedoch der Vergleich mit dem Korrelationskoeffizienten, der zwischen gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten und am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, aus COSMO_EU nachgerechneten Werten erzielt worden ist, der deutlich über 0.8 (0.83 und 0.85) lag. Vergleicht man nun wieder die gemessenen mit den

modellierten Schubspannungsgeschwindigkeiten aus der IfT-COSMO-MUSCAT-Anwendung, so sieht man deutlich, dass fast alle Simulationswerte höher als die Wiesenwerte sind, dass jedoch nur die hohen Simulationswerte deutlich niedriger als die Waldmessungen, die niedrigen Simulationswerte jedoch auch höher als die Waldwerte sind. Dies lässt eher auf eine Überschätzung der Schubspannungsgeschwindigkeiten im Bereich bis 1 m/s für den gesamten Gitterbereich schließen. Dieses Verhalten ist im Übrigen dem der FU-Berlin – Werte aus COSMO_EU-Daten ähnlich. Auch hier waren die unteren Schubspannungsgeschwindigkeiten teilweise deutlich höher als an der Messstation im Wald beobachteten. Im Vergleich zu den Werten an der Wiesenstation waren fast alle simulierten Gitterwerte höher.

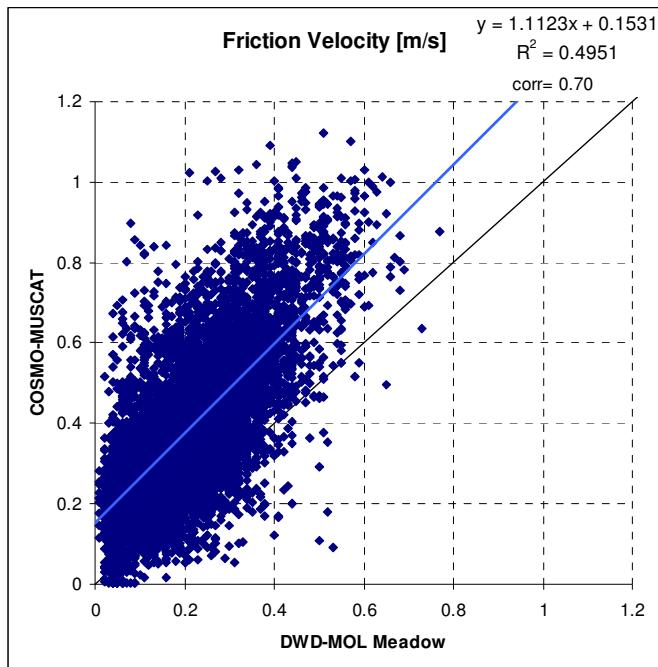


Abbildung 17 Mit COSMO-MUSCAT simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

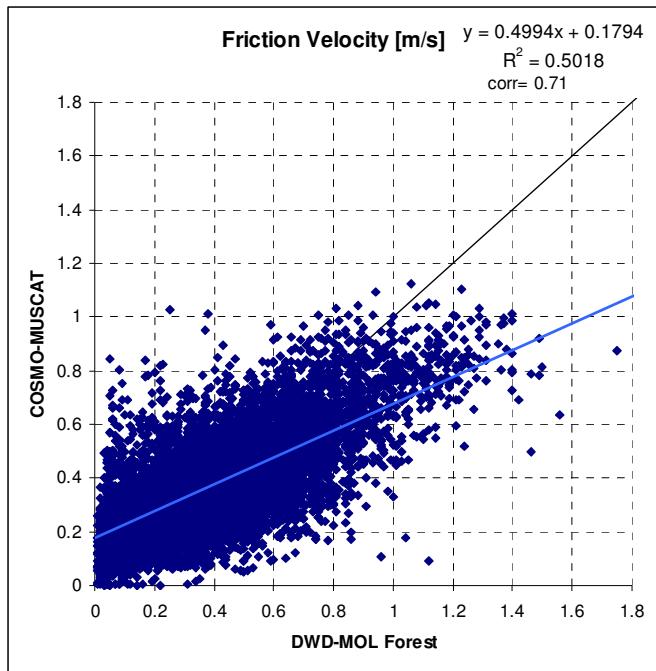


Abbildung 18 Mit COSMO-MUSCAT simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

3.1.4. EZMW – TNO

TNO benutzt als meteorologischen Treiber für sein LOTOS-EUROS-Modell (Schaap et al., 2005a, Schaap et al., 2005b) das prognostisch-numerische Modell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW). Es werden dabei die ERA40 – Reanalysen benutzt. Vertikal wird von Druckflächen auf z-Flächen interpoliert, zeitlich werden hingegen die 3-stündig abgespeicherten EZMW-Werte auf stündliche Werte extrapoliert. In LOTOS-EUROS werden bestimmte meteorologische Felder nachgerechnet. Dazu gehören der Vertikalwind, der über das Gesetz der Massenerhaltung inkompressibler Fluide bestimmt wird, der Wasserdampfgehalt der Luft, der über das Claussius-Clapeyron-Gesetz berechnet wird, und die Stabilitätsmaße „Monin-Obukhov-Länge“ und „Schubspannungsgeschwindigkeit“. Die Monin-Obukhov-Länge wird mit folgender Formel aus den Werten des EZMW-Modells berechnet:

$$\frac{1}{L} = S(a_1 + a_2 S^2)z_0^{SE}$$

wobei

L = die Monin - Obukhov - Länge

a_1 und a_2 = konstante Werte (0.004349 und 0.003724)

z_0 = Rauhigkeitslänge.

$$S = -0.5(3.0 - 0.5U_s + \text{abs}(CE))$$

$$SE = b_1 + b_2 \text{abs}(S) + b_3 S^2$$

mit

b_1, b_2, b_3 = konstante Werte (-0.5034, 0.2310 und -0.0325)

U_s = Windgeschwindigkeit in Bodennähe.

CE = Expositionsfaktor, der von der Wolkenbedeckung und vom Sonnenstandswinkel abhängt.

In Abhängigkeit der atmosphärischen Stabilität werden die empirischen Funktionen Φ wie folgt definiert:

für $L > 0$ (stabile Atmosphäre):

$$\Phi\left(\frac{z}{L}\right) = 1 + 4.7\left(\frac{z}{L}\right)$$

und für $L < 0$ (instabile Atmosphäre):

$$\Phi\left(\frac{z}{L}\right) = \left[1 - 15\left(\frac{z}{L}\right)\right]^{-0.25}$$

Für eine neutrale Atmosphäre ($L = \pm \infty$), $\Phi = 1$.

Für die Schubspannungsgeschwindigkeit hingegen wird folgender Zusammenhang benutzt:

$$u^* = \frac{\kappa U_r}{f}$$

mit κ der von-Karman-Konstanten (0.4), U_r der Windgeschwindigkeit auf 10 m Höhe und f einer Stabilitätsfunktion:

für die stabile Atmosphäre gilt:

$$f = \ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right) + 4.7\left(\frac{z_r - z_0}{L}\right)$$

und für eine instabile Atmosphäre gilt:

$$f = \ln\left[\frac{1 - \Phi_u\left(\frac{z_r}{L}\right)}{1 + \Phi_u\left(\frac{z_r}{L}\right)}\right] - \ln\left[\frac{1 - \Phi_u\left(\frac{z_0}{L}\right)}{1 + \Phi_u\left(\frac{z_0}{L}\right)}\right] + 2 \tan^{-1}\left(\frac{1}{\Phi_u\left(\frac{z_r}{L}\right)}\right) - 2 \tan^{-1}\left(\frac{1}{\Phi_u\left(\frac{z_0}{L}\right)}\right)$$

wobei z_r die Referenzhöhe angibt und die empirischen Funktionen Φ für diese Referenzhöhe bestimmt werden (Φ_u).

Abbildung 19 zeigt den Eins-zu-Eins-Vergleich der Schubspannungsgeschwindigkeiten, die am Wiesenstandort in Lindenbergs gemessen (x-Achse) und für diesen Punkt mit LOTOS-EUROS berechnet (y-Achse) worden sind. Abbildung 20 hingegen zeigt den Vergleich zwischen LOTOS-EUROS berechneten (y-Achse) und am Standort im Walde gemessenen (x-Achse) Werten. Der Korrelationskoeffizient zwischen simulierten und gemessenen Werten ist für beide Standorte annähernd gleich bei 0.74 bzw. 0.76. Deutlich sieht man jedoch, dass LOTOS-EUROS wesentlich höhere Werte simuliert als über der Wiese gemessen. Die Überschätzung liegt bei ca. 70%. Werden jedoch die simulierten Werte mit den im Wald gemessenen Werten verglichen, so stimmen die Ergebnisse sehr gut überein.

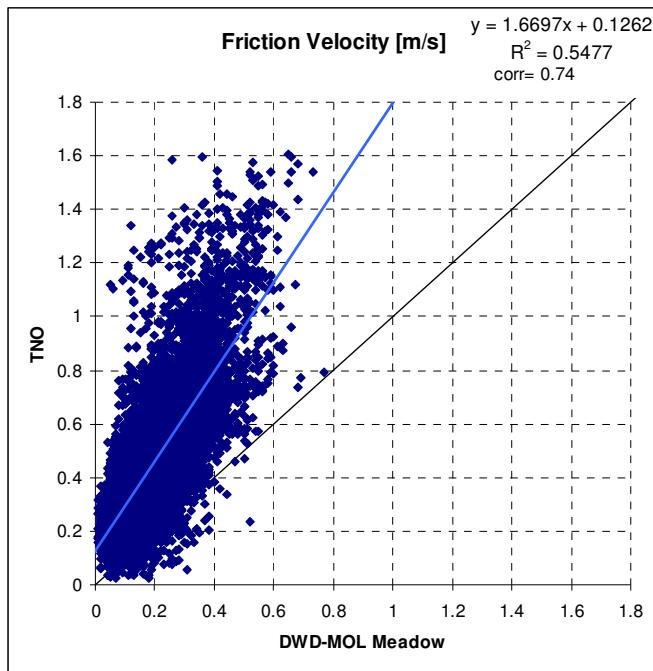


Abbildung 19 Mit TNO-EZMW simulierte (y-Achse) und an der Wiesenstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

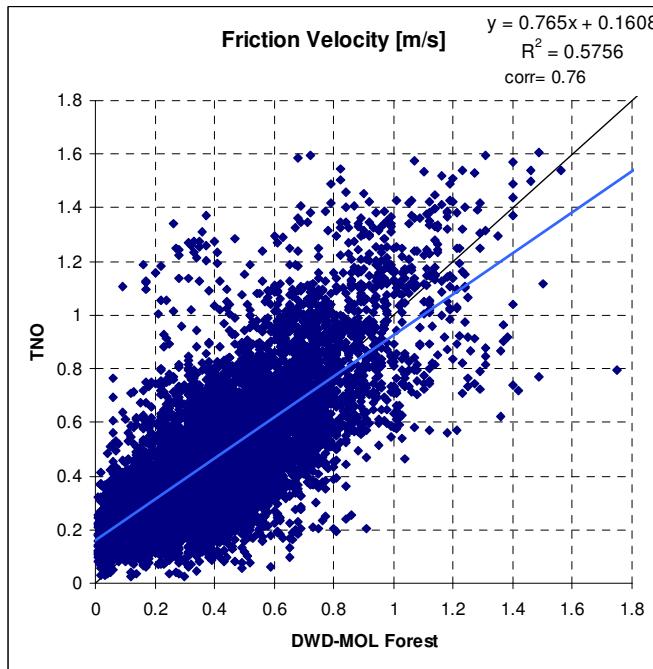


Abbildung 20 Mit TNO-EZMW simulierte (y-Achse) und an der Waldstation gemessene (x-Achse) u^* [m/s]. Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2) und Korrelationskoeffizient (corr).

3.2. Windgeschwindigkeiten

Im Folgenden werden nun noch Vergleiche zwischen den Gitterwerten anderer meteorologischen Größen angestellt, die mit den einzelnen Modellen für den Standort Lindenberg simuliert worden sind. Dabei wird jedoch immer das TRAMPER-System als einziges Vergleichsmodell benutzt. Wie in der Erläuterung zu TRAMPER bereits beschrieben, benutzt TRAMPER als Ausgangsdaten die gemessenen SYNOP-Werte. Auf diese Daten aufbauend wird über ein optimales Interpolationsverfahren auf ein regelmäßiges Gitter umgerechnet. Der SYNOP-Wert bleibt aber bei diesem Verfahren unverfälscht, da er als Stützpunkt für das Interpolationsverfahren benötigt wird. Dies heißt aber auch, dass die TRAMPER-Analyse an den Messorten die Messdaten wiedergibt.

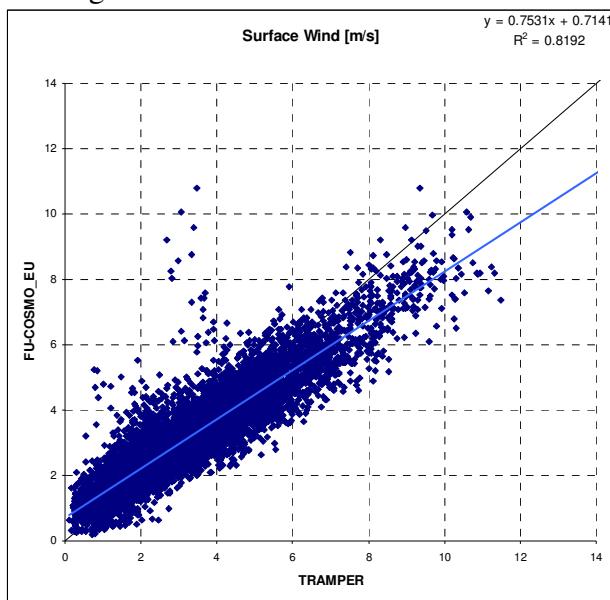


Abbildung 21 Stundenmittelwertvergleich der Windgeschwindigkeit [m] in 10 m Höhe zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO_EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (y-Achse), für den Standort Lindenberg; Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2).

Abbildung 21 zeigt den Eins-zu-Eins-Vergleich zwischen TRAMPER- und COSMO-EU-Stundenmittelwerten, beide am Institut für Meteorologie der FU-Berlin erstellt. Die Übereinstimmung ist sehr gut, der Korrelationskoeffizient liegt bei 0.9 ($R^2=0.81$) und die Regressionslinie zwischen „gemessenen“ (TRAMPER) und simulierten (COSMO-EU) – Werten liegt bei 0.75, was eine leichte Unterschätzung der Windgeschwindigkeiten aus COSMO-EU bedeutet. Betrachten wir uns nun den Vergleich der Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeiten für die Gitterzelle Lindenberg aus TRAMPER-Analysen und aus COSMO-MUSCAT-Rechnungen (Abbildung 22), so fällt zum einen auf, dass der Korrelationskoeffizient deutlich niedriger ist als zwischen TRAMPER und FU-COSMO_EU und nur noch bei 0.8 ($R^2=0.64$) liegt, zum Anderen wird auch die deutliche Überschätzung der Windgeschwindigkeit bei COSMO-MUSCAT ersichtlich. Dies wiederum kann auch die höheren Schubspannungsgeschwindigkeiten erklären, die mit COSMO-MUSCAT im Vergleich zu FU-COSMO_EU erzielt worden sind.

Abbildung 23 zeigt den Vergleich zwischen TRAMPER-Werten und stündlichen Windgeschwindigkeiten aus dem TNO-EZMW-System für den Gitterpunkt Lindenberg im Süd-Osten Berlins. Hier ist die Übereinstimmung mit einem Korrelationskoeffizienten von 0.9 ($R^2=0.78$) und einer Steigung der Regressionsgeraden von 0.82 sehr gut.

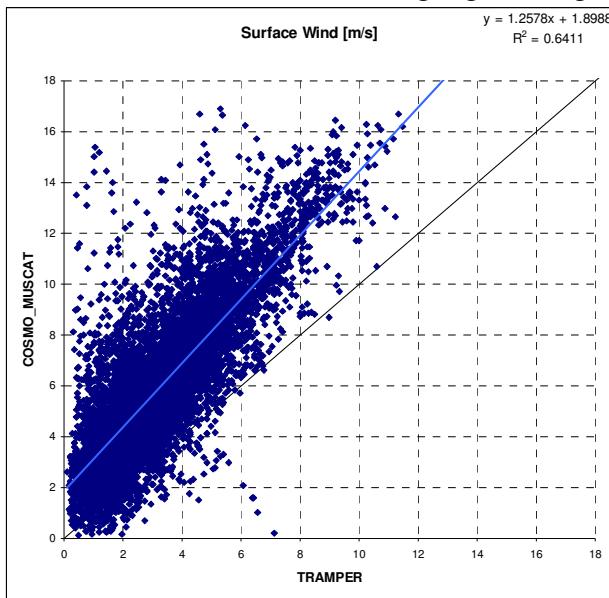


Abbildung 22 Stundenmittelwertvergleich der Windgeschwindigkeit [m] in 10 m Höhe zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO-MUSCAT (y-Achse), für den Standort Lindenberg; Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2).

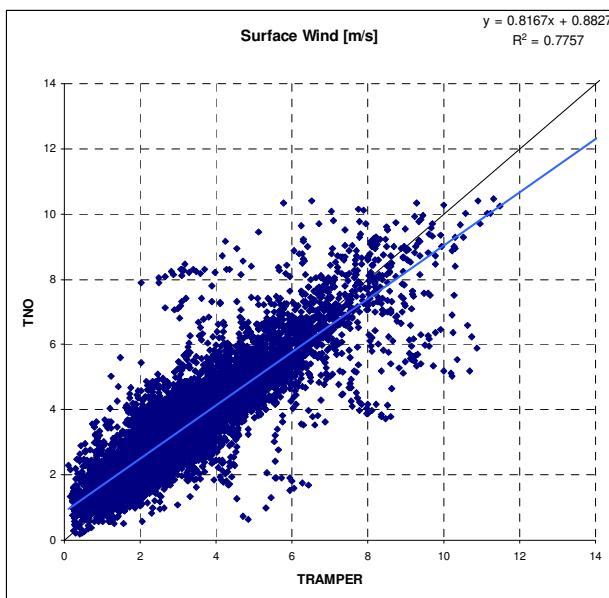


Abbildung 23 Stundenmittelwertvergleich der Windgeschwindigkeit [m] in 10 m Höhe zwischen TRAMPER (x-Achse) und EZMW, nachgerechnet an der TNO (y-Achse), für den Standort Lindenberg; Lineargleichung ($y=ax+b$), Bestimmtheitsmaß (R^2).

3.3. Niederschlag

Ein wichtiger meteorologischer Parameter in allen Chemie–Transport-Modellen ist der Niederschlag, da er einen effektiven Auswaschprozess von festen wie auch von vielen gasförmigen hydrophilen Luftschadstoffen steuert.

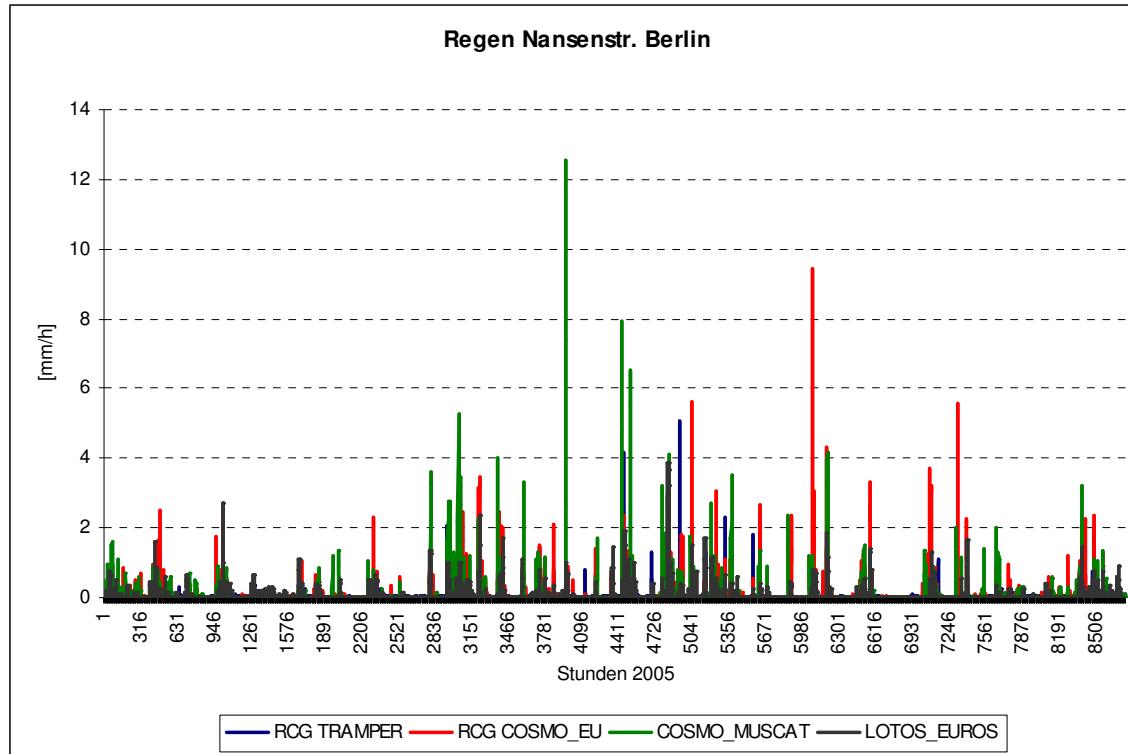


Abbildung 24 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Berlin-Nansenstr., simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr

Tabelle 1 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Berlin-Nansenstr., berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert.

Nansenstr.	Jahressumme [mm]
RCG TRAMPER	335.8
RCG COSMO_EU	548.6
COSMO_MUSCAT	705.0
LOTOS_EUROS	563.3
Messung	861.1

Abbildung 24 zeigt den Stundenverlauf der Niederschlagssimulationen für den Standort Nansenstraße in Berlin-Neukölln. Tabelle 1 fasst die Jahressummen des Niederschlags für die einzelnen Modelle und auch die Messung zusammen. Alle Modelle simulieren den Jahresgang sehr ähnlich. Auch Regenzeiten sind bei allen Modellen von den Trockenzeiten ähnlich getrennt. Die Absolutwerte weichen jedoch stark voneinander ab. Gemessen wurden 2005 an der Stadtstation Nansenstraße in Berlin 861.1 l/m² Niederschlag, die Simulationen variieren zwischen 335.5 l/m² (RCG-TRAMPER) und

705.0 l/m² (COSMO-MUSCAT). Dabei ist zu bemerken, dass laut TNO 3-stündige Niederschlagssummen kleiner als 0.3 l/m² nicht berücksichtigt werden. Alle Modelle unterschätzen den gefallenen Jahesniederschlag in Berlin, wobei EZMW und COSMO_EU sehr ähnliche Werte liefern, und COSMO-Muscat die geringste Unterschätzung aufweist. RCG-TRAMPER unterschätzt den Niederschlag um mindestens einen Faktor 2.

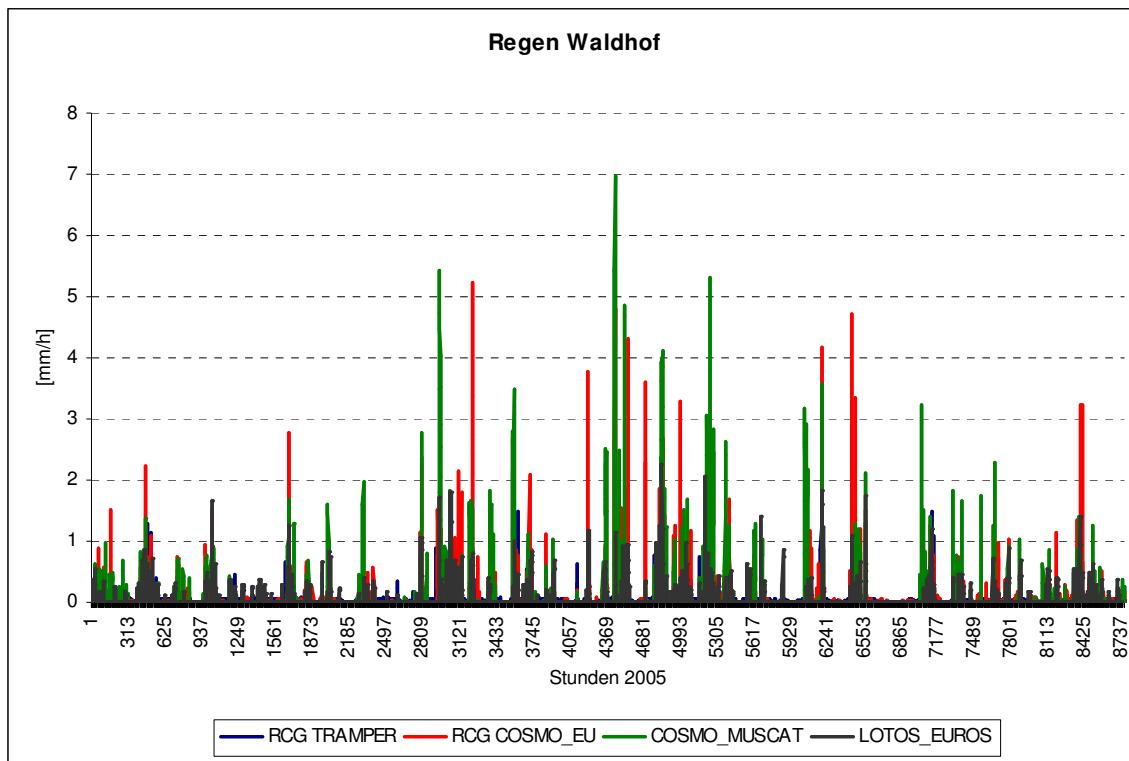


Abbildung 25 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Waldhof, simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr

Tabelle 2 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Waldhof, berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert in Lückow.

Waldhof	Jahressumme [mm]
RCG TRAMPER	339.4
RCG COSMO_EU	410.8
COSMO_MUSCAT	698.3
LOTOS_EUROS	531.8
Messung	555.3*

(*Messung in Lückow, ca. 6 km von Waldhof entfernt)

Auch am Messort Waldhof an der Grenze zwischen Niedersachsen und Sachsen-Anhalt in der Lüneburger Heide weichen modellierte Niederschlagswerte, aufsummiert über das Jahr 2005, zum Teil stark voneinander und von gemessenen Werten ab. RCG-TRAMPER simuliert wieder den niedrigsten Wert, der ca. 40% niedriger liegt als der Messwert. Die FU-Analyse des COSMO-EU-Modells unterschätzt, die IfT-Analyse des COSMO-Modells überschätzt etwas den Messwert, die Abweichungen liegen aber innerhalb von

$\pm 25\%$. EZMW, nachbehandelt am TNO, hingegen liegt am nächsten beim gemessenen Wert. Erstaunlich ist, dass am Messort in der Lüneburger Heide die prognostischen Werte näher am beobachteten Wert liegen als der diagnostische Wert. Dies liegt aller Wahrscheinlichkeit an der nicht ausreichenden Anzahl an Messstationen in der Nähe, die in das Interpolationsschema von TRAMPER einfließen könnten. Dies macht jedoch auch das Defizit einer Interpolationsmethode deutlich, die nicht auf physikalische Prozesse in nicht messtechnisch erfassten Gebieten eingehen kann. Vor allem Niederschlag ist jedoch sehr lokal geprägt und unterliegt physikalischen Gesetzmäßigkeiten, die die reine Interpolation von Messdaten nicht wiedergeben kann.

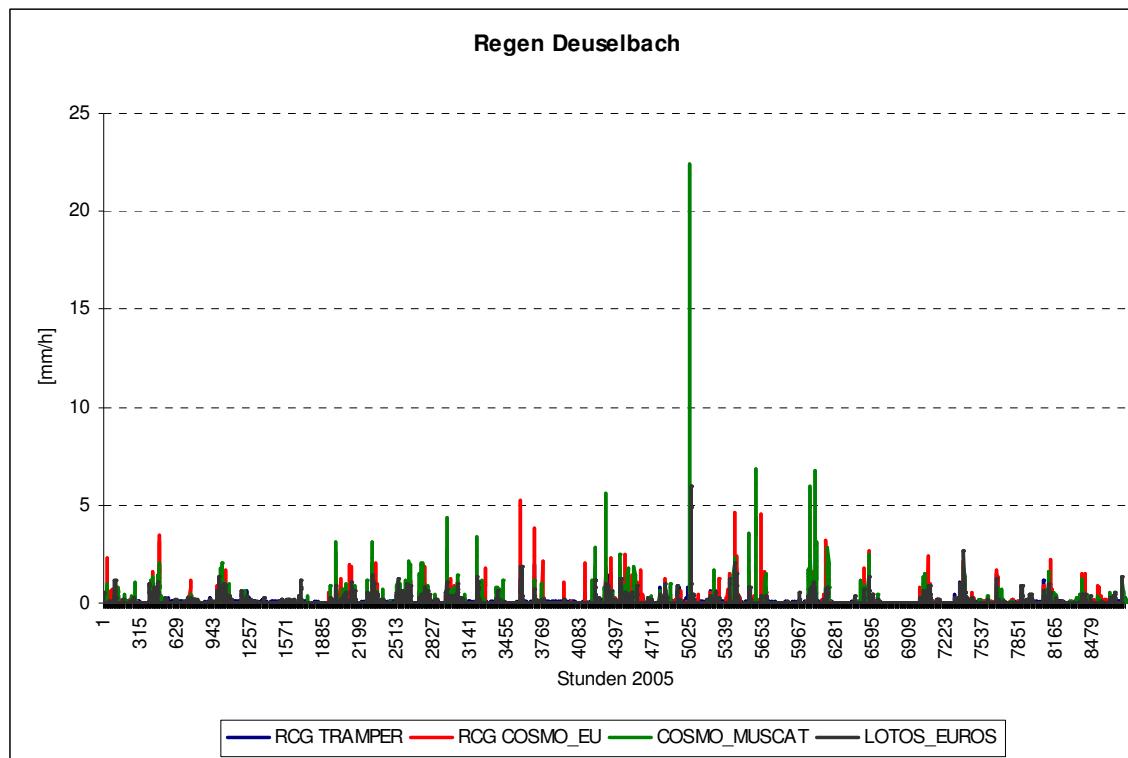


Abbildung 26 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Deuselbach, simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr

Tabelle 3 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Deuselbach, berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert.

Deuselbach	Jahressumme [mm]
RCG TRAMPER	362.2
RCG COSMO_EU	455.5
COSMO_MUSCAT	759.5
LOTOS_EUROS	634.7
Messung	574.3

Der Messort Deuselbach befindet sich im Hunsrück (Rheinland-Pfalz) auf 559 m über Meereshöhe. Hier liegen die Messwerte und die von RCG-TRAMPER (-37%), RCG-COSMO_EU (-20%), IfT-COSMO (+32%) und LOTOS_EUROS-EZMW (+11%) relativ nahe beieinander. LOTOS_EUROS-EZMW liefert die beste Jahressummensimulation

(11% Überschätzung), RCG-TRAMPER unterschätzt auch im deutschen Mittelgebirge den Jahresniederschlag.

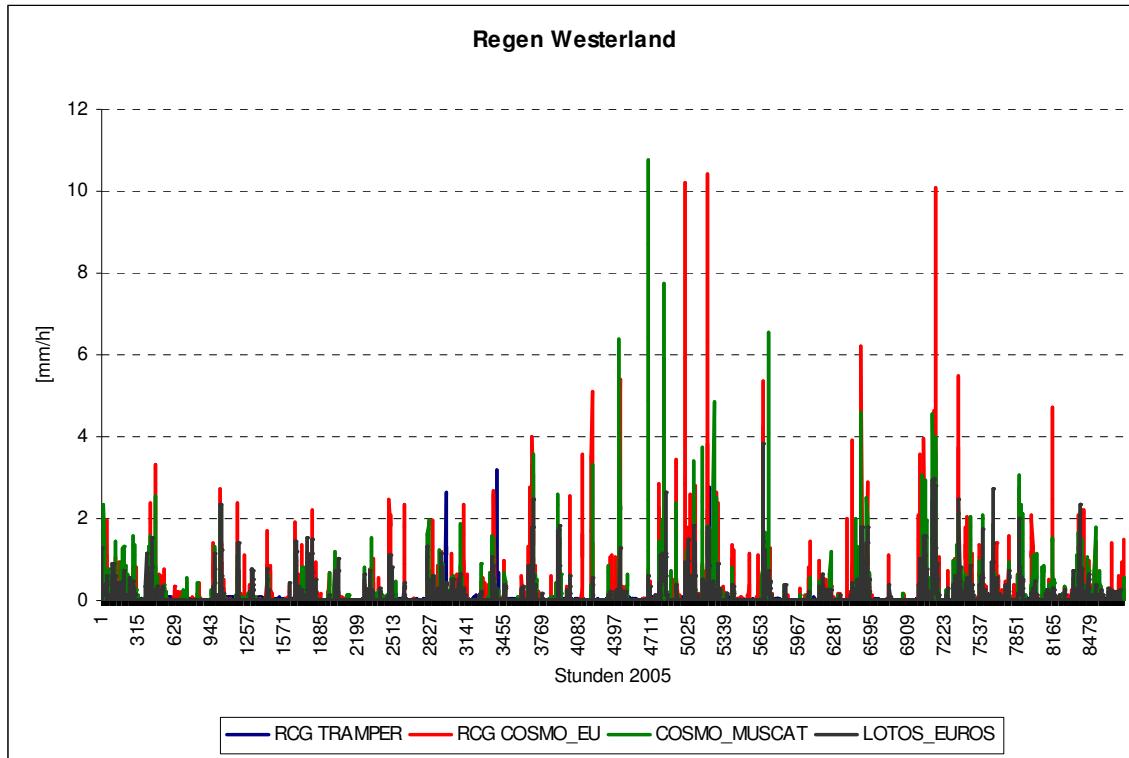


Abbildung 27 Vergleich der stündlichen Niederschläge [mm/h] für den Standort Westerland, simuliert bzw. nachgerechnet von TRAMPER (blaue Linie), COSMO-EU an der FU-Berlin (rote Linie), COSMO-MUSCAT (grüne Linie) und EZMW an der TNO (schwarze Linie). x-Achse: Stunden ab 1.1.2005, 0 Uhr

Tabelle 4 Niederschlagsjahressummen [mm] für den Standort Westerland, berechnet von den verschiedenen Modellen, und gemessener Wert.

Westerland	Jahressumme [mm]
RCG TRAMPER	275.5
RCG COSMO_EU	939.6
COSMO_MUSCAT	878.1
LOTOS_EUROS	836.2
Messung	590.6

An der UBA-Messstation Westerland auf der Insel Sylt sind die Abweichungen zwischen simulierten und gemessenen Jahressummen am größten. Wieder zeigt sich das gleiche Bild wie schon bei den Messorten über Land: RCG-TRAMPER unterschätzt deutlich (Faktor 2). Die prognostischen Modelle überschätzen die gemessene Niederschlagssumme diesmal, und zwar um ca. 50%. Da Westerland auf einer kleinen Insel liegt, kann als Erklärung für die schlechte Prognose der Übergang von Land zum Meer in der Landnutzungsdatenbasis angeführt werden. Des Weiteren ist bekannt, dass Messungen über Meer selten und nicht immer mit der gewünschten Genauigkeit erhoben werden. Dies erklärt zum Teil die deutliche Unterschätzung bei TRAMPER.

3.4. Mischungsschichthöhe

Eine interessante Untersuchung der verwendeten meteorologischen Felder zum Antrieb von chemischen Transportmodellen ist auch der Vergleich zwischen berechneten Mischungsschichthöhen. Dabei wurden die von den einzelnen Forschergruppen benutzten Grenzschichthöhen an zwei verschiedenen Orten gegenübergestellt, zum einen an dem städtischen Standort Nansenstraße in Berlin und zum anderen an dem ländlichen Ort in der Tiefebene der Lüneburger Heide Waldhof. Für die Art der Bestimmung der Mischungsschichthöhen wird hier auf die Dokumentation der einzelnen Modelle bzw. auf den UBA-Bericht „Abhängigkeit der RCG-Simulationen von unterschiedlichen meteorologischen Treibern“ verwiesen (Kerschbaumer, 2009).

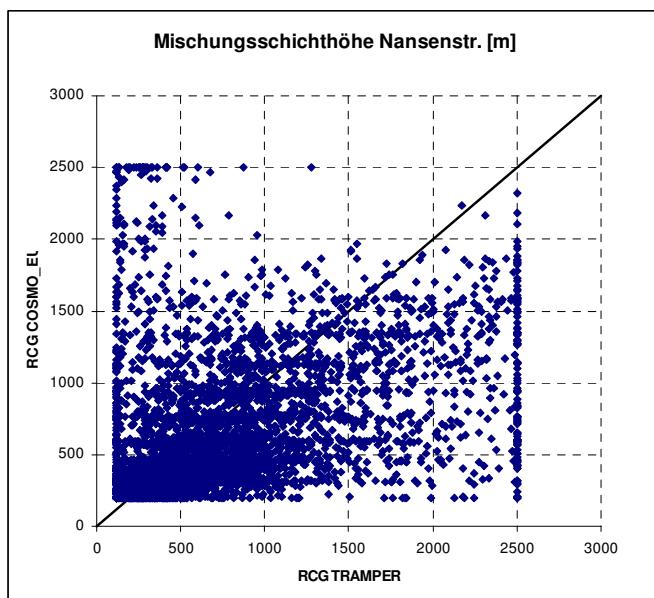


Abbildung 28 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO-EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (y-Achse), für den Standort Berlin-Nansenstr.

Abbildung 28 zeigt den Vergleich der Mischungsschicht-Stundenwerte für den Standort Nansenstraße in Berlin. Die Bestimmung der Mischungsschichthöhe wurde am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin durchgeführt. Grundsätzlich werden im TRAMPER-System auf Strahlungs- und Flussbilanzbasis aus Routine-Messungen die Grenzschichtparameter abgeleitet, im COSMO_EU-System der FU-Berlin hingegen werden prognostische Variablen dafür verwendet. Die Ansätze zur Bestimmung der Mischungsschichthöhe sind jedoch bei beiden Varianten der FU-Berlin die gleichen. Dennoch sieht man erstaunliche Unterschiede in der stündlichen Höhenbestimmung der Mischungsschicht. TRAMPER simuliert sehr viel häufiger minimale (50 m) und maximale (2500 m) Grenzschichthöhen in der Stadt als FU-COSMO_EU. Des Weiteren ist es schwierig, einen Zusammenhang zwischen den beiden Berechnungsarten aus den abgebildeten Mischungsschichthöhen herauszulesen. Dies scheint nicht nur eine Charakteristik des Standortes zu sein. Auch am ländlichen Standort Waldhof (Abbildung 29) lässt sich kaum ein Zusammenhang zwischen Mischungsschichthöhen aus Routinemessungen und aus prognostisch-bestimmten COSMO-EU-Werten erkennen,

obwohl die gleichen grundsätzlichen Annahmen zur Strahlungs- und Flussbilanz am Boden getroffen worden sind.

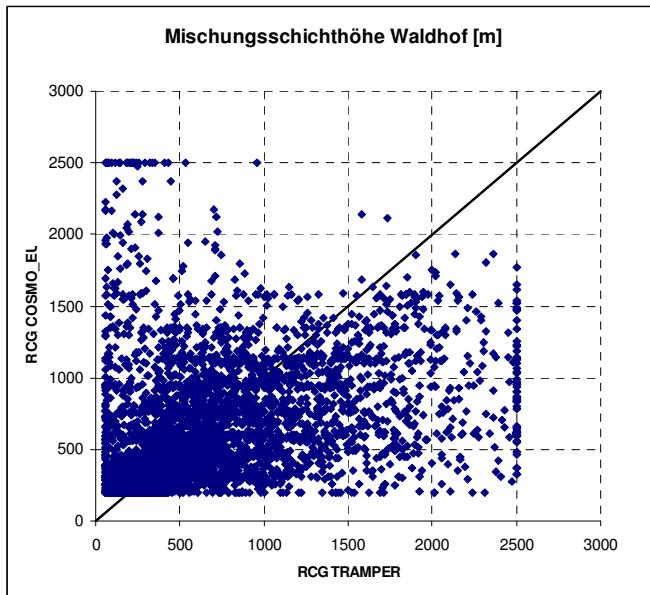


Abbildung 29 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und COSMO-EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (y-Achse), für den Standort Waldhof.

Wiederum lässt sich aus dem Eins-zu-Eins-Vergleich ersehen, dass TRAMPER häufiger Extremwerte liefert als COSMO-EU. Die Mischungsschichthöhen zwischen diesen Werten verteilen sich jedoch nicht nach einem erkennbaren Muster.

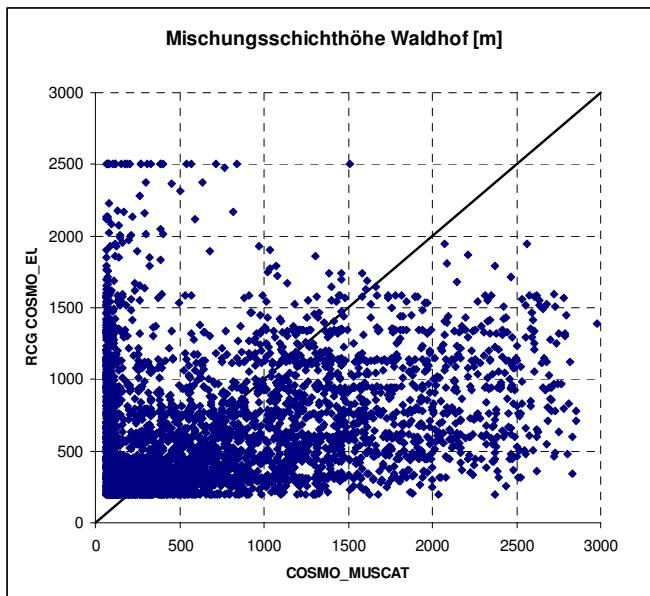


Abbildung 30 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen COSMO-EU, nachgerechnet an der FU-Berlin (x-Achse) und COSMO, nachgerechnet am IfT-Leipzig (y-Achse), für den Standort Waldhof.

Auch ein Vergleich zwischen den Mischungsschichthöhen, die auf das gleiche prognostische Modell (COSMO des DWD) fußen, aber an unterschiedlichen Instituten bestimmt worden sind (zum einen an der FU-Berlin, zum anderen am Institut für Troposphärenforschung Leipzig) (Abbildung 30), zeigt ein sehr schwer interpretierbares Bild. Auch hier scheint es kaum einen Zusammenhang zwischen den beiden Datensätzen zu geben. Dies ist sowohl am Standort Waldhof, als auch am Stadtstandort Nansenstraße (nicht gezeigt) ersichtlich.

Betrachtet man nun aber die Mischungsschichthöhen für den Berliner Standort Nansenstraße, die zum einen mit TRAMPER aus Routinemessungen und zum anderen aus EZMW-Daten an der TNO-Niederlande berechnet worden sind (Abbildung 31), so lässt sich ein statistischer Zusammenhang sehr wohl erkennen. Außer dass TRAMPER wiederum im Vergleich zu LOTOS-EUROS-EZMW-Daten häufiger maximale Grenzschichthöhen vorhersagt, so liegen ansonsten sehr viele Stundenwerte nahe der eins-zu-eins-Linie. Sowohl niedrige als auch hohe Mischungsschichthöhen werden von beiden Instituten zeitgleich vorhergesagt.

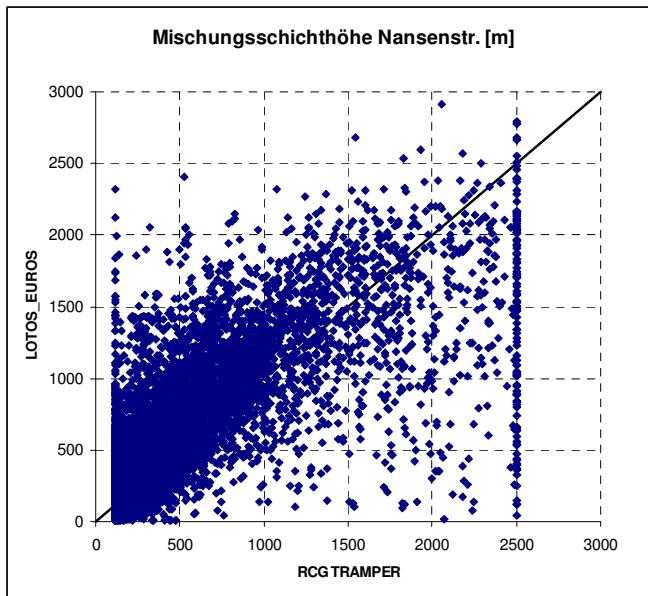


Abbildung 31 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und EZMW, nachgerechnet an der TNO (y-Achse), für den Standort Berlin-Nansenstr.

Dies gilt auch für die Landstation Waldhof (Abbildung 32). Die an der TNO benutzte Berechnung der Mischungsschicht ist der Berechnung in TRAMPER analog. Es werden zum Teil die gleichen Routinen benutzt. Die Berechnungen der Mischungsschichthöhen aus COSMO-EU-Daten, obwohl sie auch an der FU-Berlin durchgeführt worden sind, beruhen hingegen auf neu geschriebenen Routinen. Die grundsätzlichen Annahmen sind zwar die gleichen, anscheinend sind jedoch andere Randbedingungen in die Berechnung der Grenzschichthöhen eingeflossen als in den TRAMPER-Routinen (die auch an der TNO verwendet werden).

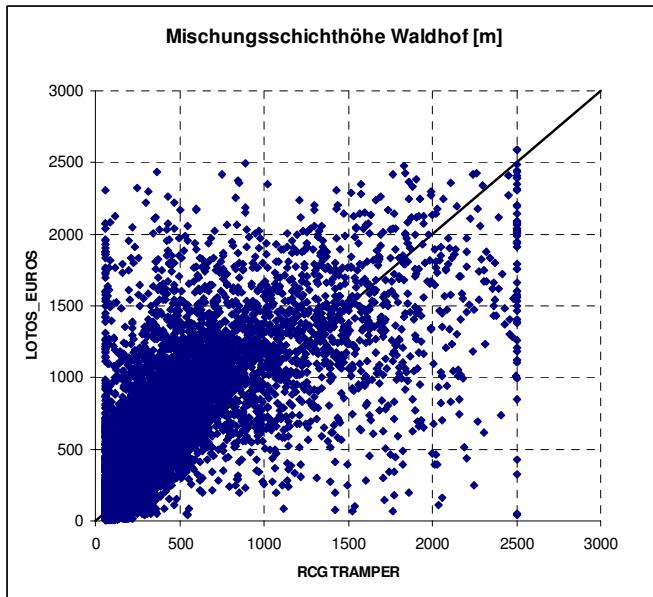


Abbildung 32 Stundenmittelwertvergleich der Mischungsschichthöhen [m] zwischen TRAMPER (x-Achse) und EZMW, nachgerechnet an der TNO (y-Achse), für den Standort Waldhof.

4. Diskussion:

Meteorologische Vergleiche und Validierungen meteorologischer Vorhersagen werden sehr häufig durchgeführt. Weniger häufig werden jedoch meteorologische Validierungen der Grenzschichtparameter bzw. der meteorologischen Eingangsparameter für Chemie-Transportmodelle gemacht.

Stern et al. (2009) haben aber gezeigt, dass Unsicherheiten der meteorologischen Variablen in der Grenzschicht einen wesentlichen Beitrag zur Ungenauigkeit der Schadstoffkonzentrationssimulationen haben können. Sie beeinflussen sowohl die Transporteigenschaften der Atmosphäre, als auch die chemischen Reaktionen der Schadstoffe in der Luft. Dies führt häufig zu Unterschätzungen vor allem von Extremereignissen, die zu meist durch windschwache und stabile Situationen gekennzeichnet sind.

Auch Schartner (Schartner, 2007) hat in seiner Diplomarbeit die Auswirkungen von meteorologischen Feldern und deren Unsicherheit auf die Güte von Feinstaubsimulationen analysiert. Der lokaldominierte Anteil wies dabei keine bzw. nur eine geringe Sensitivität bezüglich der Windrichtung auf, während der transportdominierte Abschnitt sehr sensitiv auf die Änderung der Windrichtung reagierte. Je niedriger die Windgeschwindigkeit, umso mehr treten lokale Effekte in den Vordergrund, d.h. Schadstoffe, Vorläufersubstanzen und Aerosole verbleiben in ihren Quellgebieten. Eine höhere Windgeschwindigkeit hingegen führt zu einer besseren Durchlüftung und damit auch generell zu niedrigeren Feinstaubkonzentrationen.

Dass solche Erkenntnisse nicht neu sind, zeigt das EU-Kooperationsprogramm COST (European Cooperation in Science and Technology) (z. B. COST 710 - "*Harmonisation in the pre-processing of meteorological data for dispersion models*"), das seit über 20 Jahren versucht, Chemie-Transport-Modellierer mit Meteorologen in Verbindung zu setzen und die Erstellung der Eingangsvariablen für Chemie-Transport-Modelle zu vereinheitlichen bzw. zu verbessern.

Dabei wird immer wieder darauf hingewiesen, dass Dispersionsmodelle mit und ohne integriertem Chiemodul, die sehr wohl in der Lage sind, physikalische und chemische Abläufe in der Atmosphäre zu simulieren, wesentlich von einer sehr guten meteorologische Analyse abhängen. Diese Analyse muss Bodenflüsse genau so beinhalten wie Schubspannungsgeschwindigkeiten und Mischungsschichthöhen.

Bereits 1997 wurde im Abschlussbericht der ersten COST710-Phase (Cosemans et al., 1997) deutlich hervorgehoben, dass besonders aufgrund der Tatsache, dass grenzschichtrelevante Parameter nicht routinemäßig gemessen werden, diese modelliert werden müssen. Das Nicht-Vorhandensein der Messungen macht jedoch jede Validierung sehr schwierig. Das Nachfolgeprogramm COST 715 befasste sich dann hauptsächlich mit der Meteorologie in urbanen Gebieten. Semi-empirische Korrektionsverfahren, um der Stadt in den meteorologischen Feldern Rechnung zu tragen, aber auch neue Ansätze, Stadtmodelle in Wettermodelle zu integrieren, waren ein Ergebnis dieser Anstrengungen. So wurden zum Beispiel in den Aufbereitungsroutinen für das Chemie-Transport-Modell Chimere aus MM5-Feldern Korrekturen über Stadtzellen eingebaut (Menut Ed., 2007).

Als konkretes Ergebnis der jahrelangen Bemühungen, meteorologische Felder für Chemie-Transport-Modelle zu erzeugen, kann die Tatsache angesehen werden, dass in

verschiedenen Projekten und in verschiedenen Umgebungen über längere Zeiträume zeitlich hoch aufgelöste meteorologische Felder gemessen worden sind. So zum Beispiel das hier zitierte CEOP – Projekt des DWD in Lindenberg. Über offenem Feld haben Sofiev et al. (2009) auch ihr HIRLAM-Modell an Mastdaten in den Niederlanden und in Finnland validiert. Es hatte sich jedoch gezeigt, dass die Ziele von HIRLAM zum Teil andere waren als die des gekoppelten Dispersionsmodells SILAM. Es wurde anhand der Messdaten dann versucht, die meteorologischen Daten optimal für die Ausbreitungsrechnungen zu parametrisieren.

Vor allem Baklanov et al (2008) unterstreichen immer wieder, dass Meteorologie und Chemie in der Atmosphäre nur gemeinsam betrachtet werden sollten. On-line-Modelle sind deshalb ihrer Ansicht nach die einzige wirkliche Lösung des Problems, und somit auch die Zukunft der Chemie-Transport-Modellierung. Sie heben dabei vor allem die Möglichkeit der „two-way-nesting“-Methode hervor, die Analysen von Aerosol-Rückwirkungen von anthropogenen Emissionen auf das Klima erlauben. Das Hauptproblem an den on-line-Modellen, die Rechenkapazität, ist laut der Autoren ein lösbares Hindernis. Supercomputer sind heute schon in der Lage, grob aufgelöste Klimasimulationen in vernünftigen Zeiträumen durchzuführen.

Bei on-line-Modellen fällt die Fehlerquelle der Übergabe der meteorologischen Daten an das Ausbreitungsmodell weg. Die Güte der meteorologischen Felder selber ist jedoch unabhängig von der Art und Weise, wie die chemische Zusammensetzung der Luft simuliert wird.

Gryning et al. (2010) betonen jedoch wiederum die subskaligen Effekte der Atmosphäre. Turbulenz umfasst Größenbereiche, die von ca. 10^3 m bis zu 10^{-3} m reichen. Kein Gittermodell kann diese Spannbreite an Auflösungen bedienen. Deshalb ist es nicht möglich, alle Turbulenzprozesse aufgelöst zu simulieren. Parametrisierungen sind unumgänglich. Die nichtlinearen Navier-Stokes-Gleichungen und die Erhaltungsgleichungen müssen numerisch über einem abgegrenzten Gebiet, der Gitterzelle, gemittelt integriert werden. Diese Mittelung nennt man auch effektive Auflösung. Prozesse, die räumliche Ausdehnungen kleiner als die Gitterauflösung haben, also traditionell subskalig genannt wurden, können demnach nicht im numerischen Modell aufgelöst werden, sehr wohl aber als Teil des Gitters. Hochfrequente und subskalige Abweichungen der atmosphärischen Flüsse müssen also anteilig im Gitter parametrisiert werden. Da die Flüsse im numerischen Modell jedoch auch anhand der Gittereigenschaften über mehrere Zellen hinweg berechnet werden, müssen beim Term „Gitterauflösung“ mindestens 2 bis 4 Gitterabstände berücksichtigt werden. Dies macht die Behandlung der Flussfluktuationen noch ungenauer, da sie über mehrere Zellen gemittelt werden. Parametrisierungsannahmen, die nur eine Zelle im Auge haben, sind dementsprechend falsch. Das Einbinden von Stadteffekten in Regionalmodelle kann dementsprechend also nur über stärkere Parametrisierung erfolgen. Dennoch, je höher die Auflösung, desto physikalischer können die urbanen Parameter gewählt werden. Genau in Städten, und mit Hinblick auf die Notwendigkeit, urbane Turbulenzen auch vertikal genauer beschrieben zu bekommen, da sie hier auch für die Emissionsmodellierung benutzt werden müssen, ist es wichtig, Vertikalprofile der wichtigsten meteorologischen Größen und deren Turbulenzeigenschaften korrekt wiederzugeben. Dies beinhaltet auch die urbane Mischungsschichthöhe. Erschwert wird die meteorologische Simulation in den Städten durch sehr unterschiedliche Materialeigenschaften auf geringem Raum, durch

den Schattenwurf und dem zu folge die unterschiedlichen Sonneneinstrahlungen in Straßenschluchten und in Stadtparks, sowie durch die anthropogen induzierte Turbulenz durch Straßenverkehr aber auch durch mechanische Hindernisse für den Wind wie beispielsweise Hochhäuser und andere Gebäude.

Die hier vorgestellte Studie gliedert sich in die Beschreibung der subskaligen Problematik der Turbulenz ein. Vor allem wurde hier der Unterschied zwischen Waldlandschaften und Wiesen sowohl in Messungen, als auch in Modellansätzen untersucht. Die Untersuchung macht die Wichtigkeit der gewählten Parameter auch über Land deutlich. Stadteffekte konnten in diesem Zusammenhang nicht untersucht werden, da die notwendigen Messdaten nicht zur Verfügung standen.

Werden wie in TRAMPER beispielsweise relativ niedrige Rauhigkeitsparameter repräsentativ für Gebiete von ca. $10 \times 10 \text{ km}^2$ gewählt, so werden dadurch natürlich auch nur relativ niedrige Schubspannungsgeschwindigkeiten simuliert. Der Vergleich mit den über Wald erhobenen Messungen, aber auch mit denen über Wiese, hat gezeigt, dass diese Schubspannungsgeschwindigkeiten möglicherweise zu niedrig sind. Leider liegen Messungen nur sehr selten vor. TRAMPER ist ein auf Messungen aufgebautes meteorologisches Grenzschichtmodell. Dies heißt, dass nur gemessene Werte in das Modell einfließen können. Diese sind im Falle der mechanischen Turbulenzmodellierung der Wind in 10 m Höhe. Ausschließlich über die Bodenrauhigkeit wird daraus u^* abgeleitet. Dies macht diesen Ansatz anfälliger für Parameterfehler als prognostische Modelle, da die Resultate entkoppelt auftreten. Die Schubspannungsgeschwindigkeit im Interpolationsansatz beeinflusst nicht andere meteorologische Größen. Lediglich die Anwendung auf nachgeschaltete Modelle, wie im Falle von TRAMPER auf RCG, lassen Unter- aber auch Überschätzungen der Meteorologie erkennbar machen. Werden beispielsweise chemisch inerte Spurenstoffe unrealistisch transportiert, so muss dies als Hinweis auf eine fehlerhafte meteorologische Darstellung gedeutet werden. Tritt dies jedoch nicht auf, da sich im CTM Fehler auch gegenseitig eliminieren können, so fehlt auch die Kontrollinstanz für den meteorologischen Treiber. Meteorologische, diagnostische Interpolationsverfahren sind dementsprechend sehr eng mit den Dispersionsmodellen gekoppelt.

Dies tritt bei prognostischen dynamischen Verfahren nicht ein. Numerische Wettermodelle bilden in sich geschlossene Systeme. Jede Variable beeinflusst dabei andere Größen. So bestimmt die Schubspannungsgeschwindigkeit beispielsweise den Transport von Feuchte von der Erdoberfläche in die Atmosphäre, was wiederum die Wolkenbildung und den Niederschlag beeinflusst. In dieser Studie wurde jedoch auch deutlich, dass numerische Wettermodelle zum Teil nur implizit Größen berechnen, die für Chemie-Transport-Modelle von grundlegender Bedeutung sind. Eine dieser Größen ist die Schubspannungsgeschwindigkeit, die in prognostischen Modellen über die turbulente kinetische Energie beschrieben wird, als solche jedoch nicht explizit für Nachnutzer zur Verfügung gestellt wird. Ein Nachrechnen ist also notwendig. Die von TNO nachgerechneten Schubspannungsgeschwindigkeiten stimmen zum Beispiel mit den an den Lindenberger Stationen gemessenen Werten relativ gut überein. Das in sich geschlossene System wird also durch die Nachbehandlung von Seiten Dritter aufgebrochen.

Dies hat sich auch in der Analyse der COSMO-Felder gezeigt, die zum einen vom Institut für Troposphärenforschung-Leipzig, zum anderen von der FU-Berlin behandelt worden

sind. Grundsätzlich lässt sich sagen, dass das gleiche Modell ähnliche Schubspannungsgeschwindigkeiten liefert. Andere Größen, wie Mischungsschichthöhen oder aber auch wie Niederschlag, weichen jedoch auch beim gleichen Modell voneinander ab, wenn sie von unterschiedlichen Gruppen nach- oder aufbereitet werden.

5. Sensitivitätsstudie:

Um den Einfluss der Schubspannungsgeschwindigkeit auf die Vorhersage von Schadstoffkonzentrationen in der Luft isoliert untersuchen zu können, wurden mit dem Chemie-Transportmodell RCG und mit einem Eingangsdatensatz an Meteorologie (COSMO_EU) zwei Jahressimulationen durchgeführt. Alle Eingangsparameter wie Randbedingungen, Emissionen und Landnutzungsdaten wurden bei den beiden RCG-Läufen gleich gelassen. Der einzige Unterschied in den beiden Läufen war die Schubspannungsgeschwindigkeit: im ersten Lauf (Kontrolllauf) wurde die vom Institut für Meteorologie aus den COSMO-EU-Daten abgeleitete Größe u^* benutzt, im zweiten Lauf (Sensitivitätslauf) wurde diese Größe mit einem konstanten Faktor 0.5 multipliziert. Wie bereits aus dem Vergleich der von den einzelnen Modellen benutzen Meteorologiedaten ersichtlich geworden ist, unterscheiden sich häufig vor allem die grenzschichtrelevanten Größen sehr stark. Wie bereits in einer anderen Studie (UBA-Bericht „Abhängigkeit der RCG-Simulationen von unterschiedlichen meteorologischen Treibern“) gezeigt, ist es schwierig, Unterschiede in prognostizierten Luftschadstoffkonzentrationen auf einzelne meteorologische Variablen zurückführen zu können. Dafür ist das Gesamtsystem viel zu verflochten und nicht-linear. Dennoch hat sich schon in dieser Studie die Wichtigkeit der mechanischen Turbulenz als Kerngröße sowohl der Dispersion in der Luft als auch der Deposition herauskristallisiert, zumindest für Mittel- und Nordeuropa und somit auch für Deutschland. In südlicheren Gebieten spielt sicherlich die konvektive Turbulenz eine weittragendere Rolle als in nördlichen Gebieten. Die pure Halbierung der Schubspannungsgeschwindigkeit ist natürlich nicht physikalisch sinnvoll, da dadurch auch die gesamte mechanische Turbulenz im System sich ändert und somit auch beispielsweise der Feuchtetransport von der Erdoberfläche in die Troposphäre, was wiederum eine Änderung der Wolkenphysik aufgrund unterschiedlicher Verfügbarkeit an Wasserdampf nach sich ziehen würde. Deshalb soll der zweite Lauf auch nur als Sensitivitätslauf hinsichtlich des Einflusses der Schubspannungsgeschwindigkeit auf die Schadstoffkonzentrationen angesehen werden und nicht als realistischer Lauf in Hinblick auf eine weniger turbulente Atmosphäre.

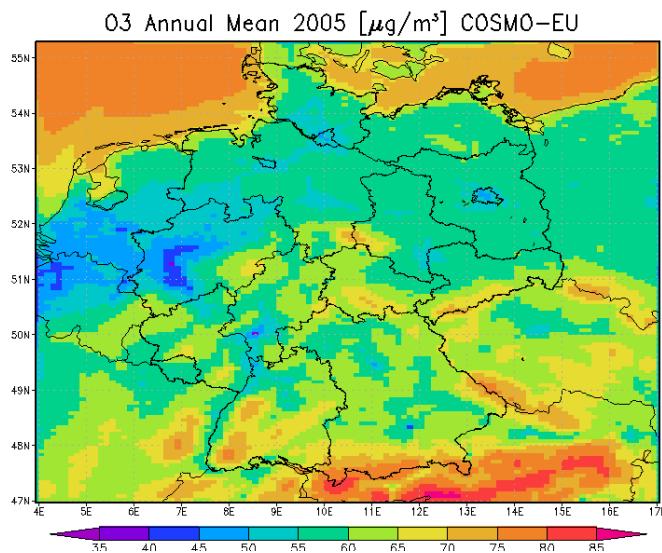


Abbildung 33 O₃-Jahresmittelwert in µg/m³ - Kontrolllauf

Abbildung 33 zeigt den Jahresmittelwert für Ozon aus dem Kontrolllauf, während Abbildung 34 den Ozonmittelwert 2005 aus dem Sensitivitätslauf darstellt. Beiden Läufen gemein ist die räumliche Verteilung mit erhöhten Werten über den Alpen, die vor allem auf die höhere topographische Lage zurückzuführen sind, und über den Wasserflächen der Nord und der Ostsee, die wiederum hauptsächlich auf die Tatsache basiert, dass Ozon kaum auf Wasser deponiert und sich deshalb dort in Bodennähe ansammelt.

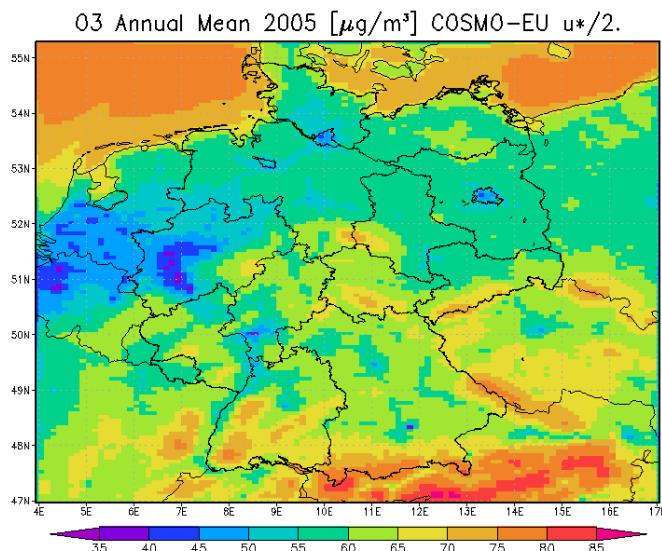


Abbildung 34 O₃-Jahresmittelwert in µg/m³ - Sensitivitätslauf

Des Weiteren sind bei beiden Läufen Ozonminima mit Gebieten erhöhter Bevölkerungsdichte und entlang von Verkehrsstraßen verknüpft. Dies wiederum ist mit dem Titrationseffekt von Ozon über Stickoxide erklärbar, die vor allem aus Verbrennungsprozessen, und hier vor allem aus Fahrzeugen, in die Luft emittiert werden.

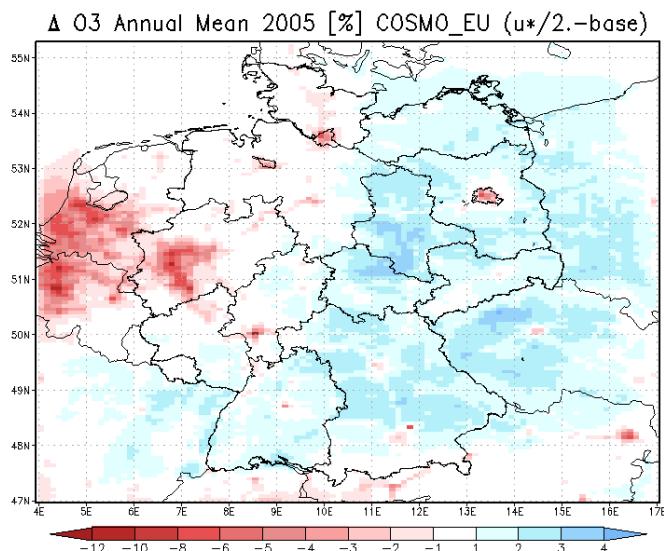


Abbildung 35 Prozentuale Änderung des O₃-Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.

Abbildung 35 zeigt die prozentualen Änderungen der Ozonjahrsmittelwerte für das meteorologische Jahr 2005, die sich aufgrund der Halbierung der Schubspannungsgeschwindigkeiten ergeben haben. Vor allem in bevölkerungsdichten Gebieten wie im Ruhrgebiet, in den Großstädten Berlin, Frankfurt, München und Hamburg sowie wiederum entlang der Hauptverkehrsstraßen ergeben sich die größten Änderungen die über 10% Minderung betragen. Auch über weiten Teilen der Niederlande und Belgiens werden deutlich niedrigere Ozonjahresmittelwerte bei halbierter Schubspannungsgeschwindigkeit simuliert. Im übrigen Rechengebiet lassen sich nur sehr geringe Änderungen im Jahresmittel erkennen. Die prozentualen Änderungen liegen über weiten Teilen des ländlichen Deutschlands und über den Meeren bei maximalen ±3%.

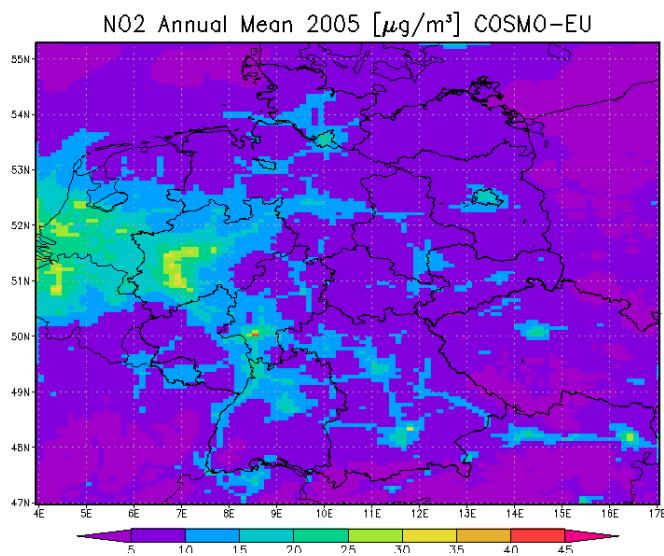


Abbildung 36 NO₂-Jahresmittelwert in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ - Kontrolllauf

Abbildung 36 und Abbildung 37 zeigen die NO₂-Jahresmittelwerte mit reeller Meteorologie aus COSMO-EU-Daten und mit halbierter Schubspannungs-

geschwindigkeit. Die Verweildauer in der Luft von Stickstoffmonoxid, aber auch von Stickstoffdioxid ist relativ kurz. Stickstoffemissionen kommen zu ca. 60% als Abgase aus Fahrzeugen, ca. 30% aus Industrieanlagen und zu jeweils ca. 6% aus Gebäudeheizungen bzw. natürlichen Quellen wie Böden. Dementsprechend sehen auch die NO₂-Jahresmittelkonzentrationen aus: erhöhte Werte werden über städtischen Gebieten und entlang der Verkehrsadern simuliert. Dieses Flächenbild ist bei den beiden Läufen das gleiche.

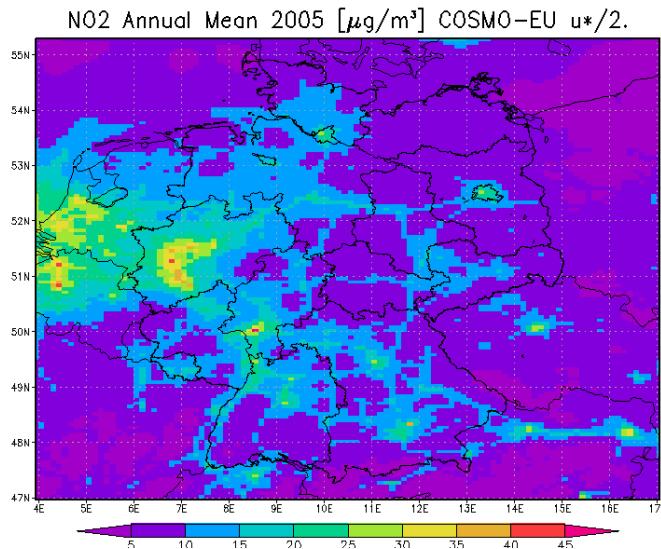


Abbildung 37 NO₂-Jahresmittelwert in µg/m³ - Sensitivitätslauf

Bei geringeren Schubspannungsgeschwindigkeiten werden aber in den emissionsnahen Gebieten deutlich höhere NO₂-Werte simuliert als beim Referenzlauf. Werden in weiten Teilen des Ruhrgebiets, beispielsweise, NO₂-Jahresmittelwerte von 30 bis 35 µg/m³ simuliert, so sind dies im Sensitivitätslauf Werte weit über 35 bis punktweise über 40 µg/m³. NO₂ oxidiert zu NO₃, das sich dann an Aerosole bindet und über trockene und nasse Depositionsprozesse aus der Atmosphäre entfernt wird. Aufgrund turbulenter Prozesse werden also die Stickoxide effektiv in der Atmosphäre vermischt. Dies ist bei niedrigeren Schubspannungsgeschwindigkeiten dementsprechend geringer. Abbildung 38 zeigt die prozentuale Änderung der Stickoxidjahresmittelwerte aufgrund der Halbierung der u*-Werte: in emissionsreichen Gebieten sind diese Konzentrationen bei halbierter Schubspannungsgeschwindigkeit bis weit über 15% höher. Die räumliche Reichweite der NO₂-Änderungen ist jedoch nicht hoch: in Nachbarzellen der Emissionsmaxima liegen die NO₂-Änderungen aufgrund der Halbierung von u* bei ca. der Hälfte oder sogar weniger. Änderungsgradienten sind sehr ausgeprägt. Betrachtet man O₃ als Sekundärstoff gleichzeitig mit NO₂ als Primärstoff, so lässt sich die Komplementarität und die reziproke Abhängigkeit der beiden Stoffe deutlich erkennen: starke NO₂-Änderungen führen zu nicht ganz so starken Ozon-Änderungen. Nicht vergessen werden darf der exklusive Einfluss der Schubspannungsgeschwindigkeit. Es zeigt sich also, dass NO₂-Konzentrationen bei 100%iger Änderung der Schubspannungsgeschwindigkeit bis zu 20% höher simuliert werden, was wiederum eine bis zu 10%ig Abnahme an Ozon nach sich zieht.

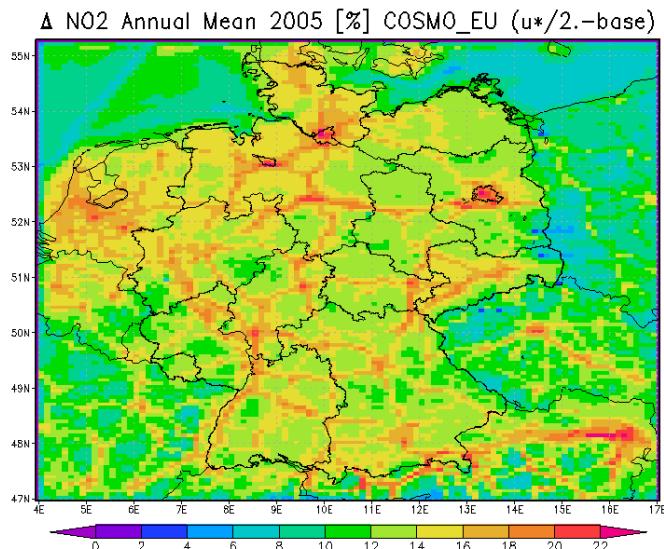


Abbildung 38 Prozentuale Änderung des NO₂-Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.

Im Folgenden soll nun der Einfluss der Schubspannungsgeschwindigkeit auf die Sammelspezies PM10 untersucht werden. PM10 besteht zum Großteil aus Primärpartikeln kohlenstoffhaltigen sowie mineralischen Ursprungs und aus Sekundärpartikeln, die ihre Vorläuferstoffe hauptsächlich in Schwefeloxiden, Ammoniak und Stickoxiden sowie in organischen und anorganischen Kohlenwasserstoffverbindungen haben. Die Verweildauer bzw. der chemische Auf- und Abbau sowie die Hydrophilie der Inhaltsstoffe bestimmen den Konzentrationsgehalt in der Luft. So können schwefelhaltige Aerosole sich beispielsweise über Wochen in der Luft aufbauen und somit weite Strecken zurücklegen, während primärer Kohlenstoff emissionsnah auch wieder aus der Atmosphäre über trockene Depositionsprozesse ausscheidet. Dies macht unter anderem die Simulation von PM10 sehr schwierig. Auch der Einfluss der Meteorologie oder auch nur der Schubspannungsgeschwindigkeit ist deshalb bei weitem nicht so eindeutig wie bei NO₂. Waren dort vor allem die vertikale Vermischung für eine Verdünnung der Stickoxide verantwortlich und nur zu einem geringen Teil die Titration durch Ozon, so muss bei PM10 davon ausgegangen werden, dass beispielsweise die schwefelhaltigen Teilchen in vertikal feuchteren Schichten weit effizienter in der Nassphase gebunden werden und deshalb zu niedrigeren Konzentrationen in der Luft führen als aufgrund der reinen Verdünnungsprozesse. Auch die Abhängigkeit der Nitratkonzentrationen im Aerosol von der Verfügbarkeit des Primärstoffes Ammoniak muss als Sekundärprozess in der Gesamtkonzentrationsänderung aufgrund unterschiedlicher Schubspannungsgeschwindigkeiten Berücksichtigung finden.

Abbildung 39 zeigt den simulierten Ist-Zustand 2005 für PM10. Maximalwerte im Ruhrgebiet reichen bis annähernd 30 µg/m³ Jahresmittelwert, in der Großstadt Berlin werden Werte von ca. 20 µg/m³ berechnet. Dies bedeutet im Vergleich zu Messungen eine deutliche Unterschätzung.

Wird nun der u*-Wert halbiert (Abbildung 40), so steigen im Allgemeinen die simulierten Werte in Ballungsgebieten und in der Nähe von Punktquellen auf Werte über 30 µg/m³. Am auffälligsten ist jedoch die starke Zunahme an PM10-Jahresmittelkonzentrationen über den Meeren der Ost- und Nordsee, die nicht über die

Seesalzemissionsparametrisierung zu erklären ist, da in diese nicht die Schubspannungsgeschwindigkeit, sondern die 10 m-Windgeschwindigkeit einfließt.

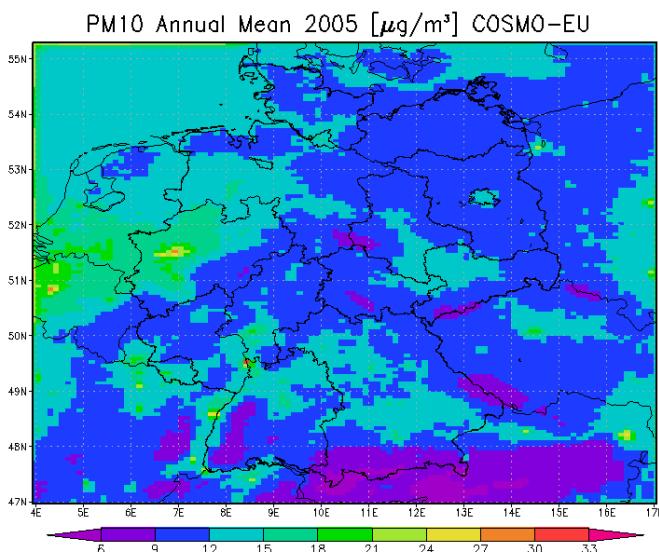


Abbildung 39 PM10-Jahresmittelwert in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ - Kontrolllauf

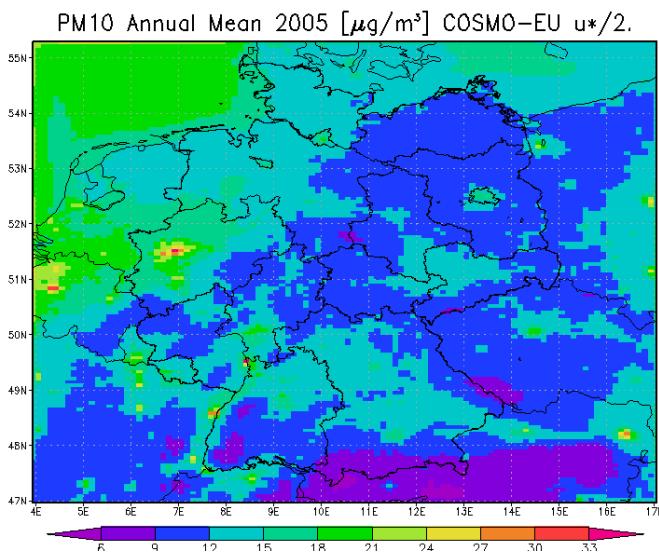


Abbildung 40 PM10-Jahresmittelwert in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ - Sensitivitätslauf

Abbildung 41 zeigt die prozentuale Änderung der PM10-Jahresmittelwerte aufgrund der Halbierung der Schubspannungsgeschwindigkeiten. Neben den auffallend hohen Änderungen über den Meeren sind prozentuale PM10-Zunahmen aufgrund niedriger u^* -Werte vor allem in Emissionsgebieten wie dem Ruhrgebiet und den Großstädten sowie im Alpenraum ersichtlich. In Berlin, beispielsweise, werden ca. 30% höhere PM10-Jahresmittelwerte simuliert als mit der reellen Meteorologie. Die Zunahmen in emissionsstarken Gebieten lassen sich durch die verminderte Durchmischung der Partikel in der Luft erklären. Die prozentual hohen Änderungen über den Alpen hingegen können als vernachlässigbar angesehen werden, betrachtet man sich die absoluten Jahresmittelwerte in diesen Gebieten. Diese liegen über den Bergen Österreichs und im Deutsch-Österreichischen Grenzgebiet in beiden Läufen bei weit unter 5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Die

Absolutwerte über der Nordsee hingegen sind beim Sensitivitätslauf bei über $18 \mu\text{g}/\text{m}^3$, beim Referenzlauf hingegen zwischen 12 und $15 \mu\text{g}/\text{m}^3$, was einer Änderung von bis zu 30% bedeutet. Dies ist noch nicht eindeutig geklärt, warum dies geschieht. Einzig die Depositionsgeschwindigkeiten haben sich aufgrund der u^* -Halbierung geändert: der aerodynamische Widerstand hängt von der Schubspannungsgeschwindigkeit ab und dieser wiederum steuert den Fluss von Partikeln zum Boden.

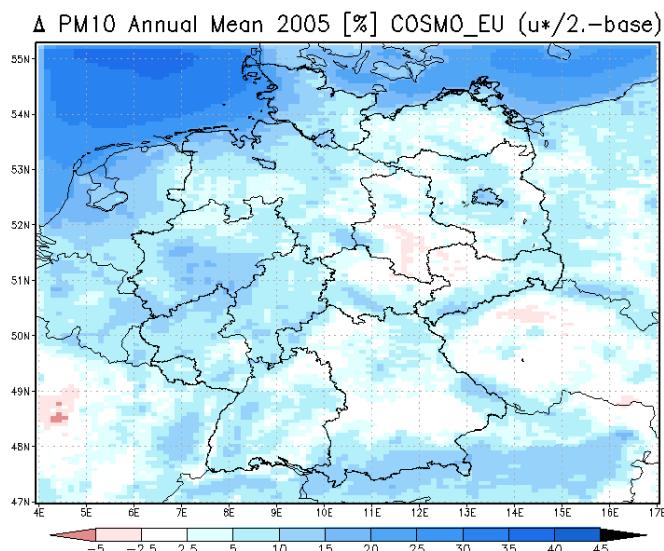


Abbildung 41 Prozentuale Änderung des PM10-Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.

Seesalz und mineralische Partikel aus Aufwirbelungsprozessen treten vor allem in der Grobfraktion auf. Sekundäre Aerosole aus anthropogenen und aus biogenen Vorläuferstoffen hingegen treten in RCG nur in der Fraktion kleiner $2.5 \mu\text{m}$ auf. Anthropogene primäre Kohlenstoffe sind ebenfalls in RCG nur in der feinen Fraktion vertreten.

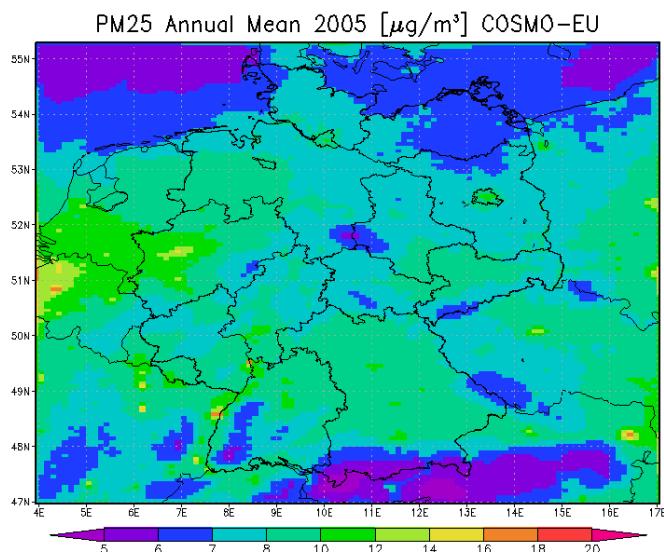


Abbildung 42 PM25-Jahresmittelwert in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ - Kontrolllauf

Abbildung 42 zeigt den Ist-Zustand der PM2.5-Jahresmittelwertsimulation mit RCG und den COSMO-EU-Daten. Hier werden wiederum die hohen Werte über dem Ruhrgebiet und über den Städten und die deutlich niedrigeren Werte über den Alpen, den Mittelgebirgen wie Schwarzwald, Bayrischer Wald und Harz, aber auch über den Meeren ersichtlich. Räumliche Maximalwerte des Jahresmittels werden über Belgien-Niederlande-Ruhrgebiet, im Rheintal zwischen Basel und Wiesbaden, in Linz in Österreich und in den deutschen Großstädten Berlin, Hamburg, Stuttgart und München prognostiziert. Die Werte erreichen maximal $18 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Zieht man nun zum Vergleich den Sensitivitätslauf (Abbildung 43) hinzu, so ist die räumliche Verteilung die gleiche. Im Gegensatz zu den PM10-Simulationen, bei denen auch räumlich sich starke Unterschiede beispielsweise über der Nordsee gezeigt haben, werden bei den beiden PM2.5-Modellläufen weiterhin die oben genannten Gebiete mit erhöhten Werten simuliert, die Absolutwerte steigen bei halbierter Schubspannungsgeschwindigkeit. Auffallend ist, dass der Konzentrationsgradient jetzt deutlich steigt. Dies war bei den PM10-Simulationen weit weniger der Fall. Beim Sensitivitätslauf liegen die maximalen Jahresmittelwerte bei über $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$.

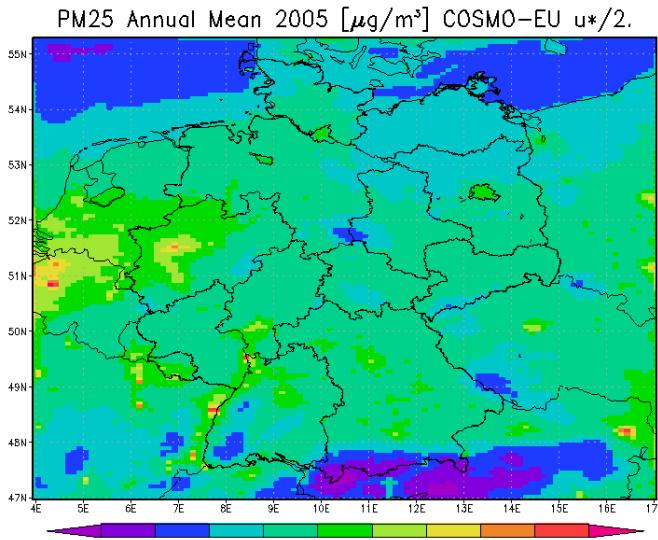


Abbildung 43 PM25-Jahresmittelwert in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ - Sensitivitätslauf

Abbildung 44 zeigt die prozentualen Änderungen der simulierten PM2.5-Jahresmittelwerte für das Bezugsjahr 2005 aufgrund halbierter u^* -Werte im meteorologischen Datensatz. Deutlich sind die über 10% höheren Werte in Berlin und auch in Wien in Österreich erkennbar. Beide Städte liegen in Gebieten, die einen starken Gegensatz zum städtischen Gefüge bilden: Brandenburg ist schwach besiedelt; auch Niederösterreich um Wien hat weit weniger Einwohner und auch Industriegebiete als die Hauptstadt Österreichs. Auch in den Niederlanden bis weit ins Ruhrgebiet und im Rheintal bis Wiesbaden werden bis zu 12% höhere PM2.5-Jahresmittelwerte simuliert, wenn u^* bloß die Hälfte der reellen Werte ausmacht. Auffallend sind auch die deutlichen Zunahmen in der Nähe von Punktquellen (siehe z.B. im Nord-Osten Frankreichs).

Auch wenn die absoluten Zunahmen über der Nordsee im Vergleich zu den PM10-Simulationen mit unterschiedlichen Schubspannungsgeschwindigkeiten weit geringer ausfallen, so lässt sich jedoch auch bei PM2.5 feststellen, dass über der Nordsee über 10% mehr PM2.5 simuliert wird. Wie schon erwähnt, fließt in die

Seesalzemissionsparametrisierung nur der absolute Windbetrag ein. Des Weiteren ist Seesalz in RCG zu 100% in der groben Fraktion zwischen 2,5 und 10 μm angesiedelt. Da über den Meeren ansonsten sehr geringe Aerosolkonzentrationen simuliert worden sind (vgl. Abbildung 42), muss der prozentuale Zuwachs auf eine verminderte Depositionsgeschwindigkeit oder aber auf Sekundäraerosole zurückzuführen sein. Wie schon mehrmals angedeutet, ist auch bei der Isolierung eines einzigen Parameters die eindeutige Ursachenzuweisung für Konzentrationsänderungen äußerst schwierig, weil zu viele nicht-lineare Prozesse durch jede Änderung im System zum Tragen kommen.

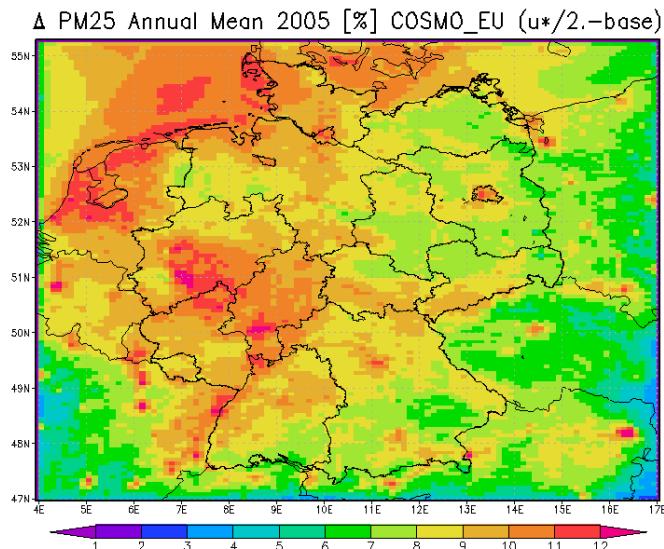


Abbildung 44 Prozentuale Änderung des PM25-Jahresmittelwertes zwischen Kontrolllauf und Sensitivitätslauf.

Um die Abhängigkeit der Schadstoffkonzentrationen von der Schubspannungsgeschwindigkeit und ihre Nichtlinearität nochmals zu unterstreichen, wird in Abbildung 45 u^* dargestellt. Obwohl über den Meeren die Werte am geringsten sind, spielen diese über die Depositionsgeschwindigkeit, bzw. über den aerodynamischen Widerstand, eine bedeutende Rolle in der Schadstoffkonzentrationsmodellierung. Dies wurde in dieser Sensitivitätsstudie besonders deutlich.

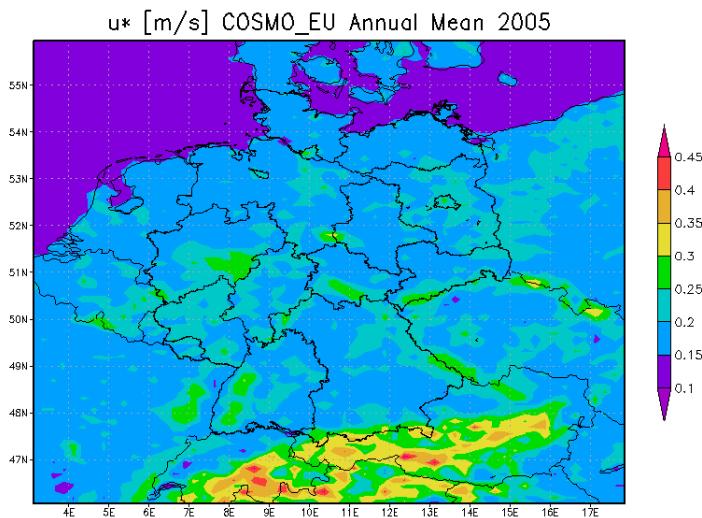


Abbildung 45 mittlere Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s] aus COSMO-EU-Daten für das Jahr 2005.

6. Zusammenfassung:

In dieser Studie wurden Eingangsvariablen für Chemie-Transport-Modelle aus verschiedenen meteorologischen Treibern miteinander und mit an einem Ort gemessenen Schubspannungsgeschwindigkeiten verglichen.

Schubspannungsgeschwindigkeiten werden als Maß für die mechanische Turbulenz benutzt, werden aber weder von numerischen Wettermodellen noch routinemäßig von Beobachtungen zur Verfügung gestellt: sie müssen also entweder nachgerechnet oder abgeschätzt werden.

In dieser Arbeit wurden Schubspannungsgeschwindigkeiten (u^*), die vom DWD in Lindenberg bei Berlin über Jahre gemessen, gemittelt über 30 Minuten, und der FU-Berlin zur Verfügung gestellt worden sind, mit modellierten Werten verglichen. Die berücksichtigten Modelle sind zum einen das diagnostische Interpolationsmodell TRAMPER, zum anderen die prognostischen Modelle des DWD COSMO-EU und des EZMW. Die grenzschichtrelevanten Parameter aus den NWM wurden von den beteiligten Gruppen nachgerechnet, was für das COSMO_EU zum einen von der FU-Berlin, zum anderen vom IfT in Leipzig gemacht worden ist. Die Grenzschichtvariablen aus dem EZMW-Modell wurden hingegen von TNO-Niederlande bestimmt.

Die Messungen haben gezeigt, dass u^* im Wald doppelt so hoch ist wie über der Wiese. Während aus Messungen für den Wald Rauhigkeitslängen von 1.8 – 2 m abgeschätzt worden war, betrug diese über der Wiese gerade mal 0.01 m.

Die Berechnung der Schubspannungsgeschwindigkeit hängt stark von der Wahl der Rauhigkeitslänge ab.

TRAMPER arbeitet mit einer Auflösung von ca. $15 \times 15 \text{ km}^2$. Die Synop-Station Lindenberg fällt im TRAMPER-Raster in eine durch Landwirtschaft geprägte Zelle, der ein Rauhigkeitswert von ca. 0.1 m zugewiesen wird. TRAMPER unterschätzt die gemessenen Werte um ca. 20%. Vergleicht man hingegen die stündlichen TRAMPER-Analysen mit den Schubspannungsgeschwindigkeiten, die an der Waldstation gemessen worden sind, so sind die Unterschätzungen bei ca. 60%.

Das an der FU-Berlin nachbereitete COSMO-EU-Modell verwendet eine Rauhigkeitslänge von 0.38 m für den selben Standort in Lindenberg. Der Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und simulierten u^* -Werten liegt bei über 0.8. Das COSMO_EU-Modell der FU-Berlin unterschätzt den im Wald gemessenen u^* -Wert leicht; werden die Simulationen aber mit Werten über der Messwiese verglichen, so überschätzt das prognostische Modell die Werte. Da die Gitterzelle des COSMO-EU-Modells sowohl Wald als auch Wiesen beinhaltet, können diese Simulationen als sehr gut erachtet werden.

Die im COSMO-MUSCAT verwendete Rauhigkeitslänge für Lindenberg beträgt 0.32 m. Vergleicht man die gemessenen mit den modellierten Schubspannungsgeschwindigkeiten aus der IfT-COSMO-MUSCAT-Anwendung, so sieht man deutlich, dass fast alle Simulationswerte höher als die Wiesenwerte sind, dass jedoch nur die hohen Simulationswerte deutlich niedriger als die Waldmessungen, die niedrigen Simulationswerte jedoch auch höher als die Waldwerte sind. Dies lässt eher auf eine Überschätzung der Schubspannungsgeschwindigkeiten im Bereich bis 1 m/s für den gesamten Gitterbereich schließen.

Der bei TNO für das LOTOS-EUROS-Chemie-Transport-Modell verwendete meteorologische Treiber baut auf EZMW-Daten auf. Es hat sich gezeigt, dass LOTOS-EUROS wesentlich höhere Schubspannungsgeschwindigkeiten simuliert als über der Wiese gemessen. Die Überschätzung liegt bei ca. 70%. Werden jedoch die simulierten Werte mit denen im Wald gemessenen verglichen, so stimmen die Ergebnisse sehr gut überein. Das heißt, dass EZMW-TNO den Standort Lindenberg als Waldstation sieht.

Es wurden auch Windgeschwindigkeiten für den SYNOP-Messort Lindenberg verglichen. Es hat sich gezeigt, dass Werte aus COSMO-EU der FU-Berlin sehr gut mit den TRAMPER-Analysen übereinstimmen, dass aber COSMO-MUSCAT den Wind überschätzt. Die EZMW-Werte der TNO wiederum sind den TRAMPER-Analysen sehr ähnlich.

Was den Niederschlag betrifft, so wurden Messungen aus verschiedenen Orten Deutschlands mit simulierten Jahressummen verglichen. TRAMPER unterschätzt häufig die Jahressummen an unterschiedlichen Orten. Die prognostischen Modelle EZMW, COSMO-EU der FU und COSMO-MUSCAT des IfT simulieren den Jahresniederschlag hingegen gut.

Auch stündliche Mischungsschichthöhen der einzelnen Modelle wurden untereinander verglichen. Hier lässt sich jedoch kein klares Bild zeichnen, die Werte sind zwischen den Modellen sehr heterogen.

In einer Sensitivitätsstudie, bei der allein die Schubspannungsgeschwindigkeit aus dem COSMO-EU-Modell der FU-Berlin halbiert worden ist, hat sich gezeigt, dass NO₂ in Ballungsgebieten aufgrund der niedrigeren mechanischen Turbulenz zunimmt und dem zur Folge, aufgrund des Titrationseffektes, dort die Ozonkonzentrationen abnehmen.

Es hat sich jedoch auch gezeigt, dass für PM10 bzw. PM2.5 ein komplexerer Zusammenhang zwischen Schubspannungsgeschwindigkeit und Konzentrationen herrscht: in Emissionsnähe werden höhere Werte simuliert, wenn u^* niedriger ist, über emissionsfernen Gebieten hingegen werden zum Teil auch niedrigere Konzentrationen bei halbiertener Schubspannungsgeschwindigkeit modelliert. Niedrigere Schubspannungsgeschwindigkeiten führen zur Durchmischung in der Luft und zu geringerer Deposition aufgrund der höheren aerodynamischen Widerstände. Dies führt zu höheren Konzentrationen in der Luft. Dies wurde vor allem über den Meeren sichtbar. Die Nicht-Linearität des Systems hat sich aber über ländlichen Gebieten gezeigt, in denen bei verminderter Schubspannungsgeschwindigkeit teilweise auch niedrigere PM10-Konzentrationen simuliert wurden.

7. Bibliographie:

- Baklanov, A., U. Korsholm, A. Mahura, C. Petersen, A. Gross, (2008), ENVIRO-HIRLAM: on-line coupled modelling of urban meteorology and air pollution. *Adv. Sci. Res.*, 2, 41–46.
- Beekmann, M., A. Kerschbaumer, E. Reimer, R. Stern, and D. Möller (2007) PM Measurement Campaign HOVERT in the Greater Berlin area: model evaluation with chemically specified particulate matter observations for a one year period. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 55-68.
- Beyrich, F. and W. K. Adam (2007), Site and Data Report for the Lindenberg Reference Site in CEOP – Phase I, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 203, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- Bleck, R. (1975). “An economical approach to the use of wind data in the optimum interpolation of Geo- and Montgomery potential fields”. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 807-816.
- Buitjes, P., W. Jörß, W., R. Stern, J. Theloke (2010) Strategien zur Verminderung der Feinstaubbelastung . PAREST-Endbericht, Schlussbericht an das Umweltbundesamt zum Forschungsvorhabens FKZ 206 43 200/01
- Cosemans, G., J.J. Erbrink, B.E.A. Fisher, J.G. Kretzschmar, D.J. Thomson (1997). Meteorological data for dispersion modelling: a brief report on the COST 710 programme on pre-processing and harmonisation, *International Journal of Environment and Pollution* - Vol. 8, No.3/4/5/6 pp. 443 – 446
- Cressman, G. P. (1959). “An operational objective analysis system”. *Mon. Wea. Rev.*, 87, 37-374.
- Doms, G. and U. Schättler (2002) A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM Part I: Dynamics and Numerics, Printed at Deutscher Wetterdienst, P.O. Box 100465, 63004 Offenbach, Germany, <http://www.cosmo-model.org>
- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, T. Reinhardt, B. Ritter, R. Schrödin, J.-P. Schulz and G. Vogel (2007) A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM Part II: Physical Parameterization, Printed at Deutscher Wetterdienst, P.O. Box 100465, 63004 Offenbach, Germany, <http://www.cosmo-model.org>
- Fay, B., R. Schrödin, I. Jacobsen, and D. Engelbart (1997). “Validation of Mixing Heights Derived from the Operational NWP Models at the German Weather Service”, in S.-E. Gryning (ed.), EURASAP Workshop Proceedings on the Determination of the Mixing Height – Current Progress and Problems, Riso-R-997 (EN), pp. 55-58.
- Gandin, L. S. (1963). “Objective Analysis of Meteorological Fields”. Gidrometeorol. Izda., Leningrad (Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1965)
- Gryning, S.-E., A. Baklanov, E. Batchvarova Dandou, G. Grell C. S. B. Grimmond, M. Kelly W. C. de Rooy, A. Rutgersson R. San José, K. Schere J. Struzewska, M. Tombrou T. Vihma, J. L. Pérez (2010). Use of parameterisation schemes in mesoscale models for air pollution applications, An international workshop on Mesoscale modelling for air pollution applications - achievements and challenges 25-26 February 2010, Geneva, Switzerland, http://www.cost728.org/final_workshop_programme.htm
- Holtslag, A. A. M. and A. P. van Ulden (1983). “A simple scheme for daytime estimates of surface fluxes from routine weather data”. *J. Cli. Appl. Meteorol.*, 22, 517-529.

- Kerschbaumer, A., (2009). Abhängigkeit der RCG-Simulationen von unterschiedlichen meteorologischen Treibern. Bericht zum Forschungs-und Entwicklungsvorhaben FKZ 206 43 200/01 „Strategien zur Verminderung der Feinstaubbelastung“, www.parest.de
- Louis, J.-F., 1979. A parametric model of vertical eddy uxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, 17, 187{202.
- Menut, L. eds. (2007) Documentation of the chemistry-transport model Chimere, version V200709A. <http://www.lmd.polytechnique.fr/chimere/>
- Paulson, C. A. (1970). “The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric-Surface Layer”, *J. Appl. Meteorol.*, 9, 857–861.
- Reimer, E. (1986). “Analysis of ALPEX Data”. Workshop on High Resolution Analysis, ECMWF, Reading, UK, June 24-26 1985, p. 155-186.
- Reimer, E. and B. Scherer (1992). „An operational meteorological diagnostic system for regional air pollution analysis and long term modeling”, in Air Pollution Modelling and its Application IX, eds. H. v. Dop and G. Kallos, NATO Challenges of Modern Society, Kluwer Academic/Plenum Publisher, New York.
- Schaap, M., M. Roemer, F. Sauter, G. Boersen, R. Timmermans, P.J.H. Builtjes, Annex C by A.T. Vermeulen (ECN) (2005a), LOTOS-EUROS documentation, www.lotos-euros.nl
- Schaap, M., Timmermans, M., Sauter, F., Roemer, M., Velders, G., Boersen, G., Beck, J., Builtjes, P., (2005b). The LOTOS-EUROS model: description, validation and latest development. *Int. J. Env. and Pollution.*
- Schartner, T. (2007). Sensitivitätsstudien zum meteorologischen Einfluss auf die Modellierung des Feinstaubtransports, Diplomarbeit, durchgeführt am Institut für Meteorologie, Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin.
- Sofiev M, Genikhovich E, Keronen P, Vesala T (2009) Diagnosing the surface layer parameters for dispersion models within the meteo-to-dispersion modelling interface. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*: In Press
- Stern, R. (2003) Entwicklung und Anwendung des chemischen Transportmodells REM/CALGRID. Berichte zum UBA Forschungsvorhaben 298 41 252, Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie, in German.
- Stern, R. (2009). Das chemische Transportmodell REM-CALGRID Modellbeschreibung <http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/trumf/RCG/RCG-Beschreibung.pdf>
- Stern, R., P. Builtjes, M. Schaap, R. Timmermans, R. Vautard, A. Hodzic, M. Memmesheimer, H. Feldmann, E. Renner, R. Wolke, A. Kerschbaumer, (2008). A model inter-comparison study focussing on episodes with elevated PM10 concentrations. *Atmospheric Environment*, 42, 19, 4567-4588.
- Wolke, R., O. Hellmuth, O. Knoth, W. Schröder, B. Heinrich, and E. Renner (2004), The chemistry-transport modeling system LM-MUSCAT: Description and CityDelta applications, in Air Pollution Modeling and Its Application XVI, edited by C. Borrego and S. Incecik, pp. 427–437, Kluwer Acad., New York.