

Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben
299 43 246 auf dem Gebiet des Umweltschutzes „Entwicklung
eines Modellsystems für das Zusammenspiel von Messung und
Rechnung für die bundeseinheitliche Umsetzung der EU-
Rahmenrichtlinie Luftqualität“

Erstellung der Meteorologischen Daten für Berlin-Brandenburg

Andreas Kerschbaumer

Eberhard Reimer



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

Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin

Mai 2003

Berichts-Kennblatt

BerichtsnummerUBA-FB	2.	3.
4. Titel des Berichts Erstellung der Meteorologischen Daten für Berlin-Brandenburg		
5. Autor(en), Name(n), Vorname(n) Kerschbaumer, Andreas Reimer, Eberhard		8. Abschlußdatum Mai 2003
6. Durchführende Institution (Name, Anschrift) Freie Universität Berlin Institut für Meteorologie Troposphärische Umweltforschung Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10 12165 Berlin		9. Veröffentlichungsdatum
		10. UFOPLAN-Nr. 299 43 246
7. Fördernde Institution (Name, Anschrift) Umweltbundesamt, Postfach 33 00 22, D-14191 Berlin		11. Seitenzahl 39
		12. Literaturangaben 8
		13. Tabellen und Diagramme 0
		14. Abbildungen 32
15. Zusätzliche Angaben		
16. Kurzfassung Es wird das Aufbereitungsmodell TRAMPER beschrieben, das die meteorologischen Eingangsfelder für das chemische Transportmodell REM/CALGRID (RCG) berechnet. Das Rechengebiet umfasst die Region Berlin-Brandenburg (11° Ost bis 15° Ost, 51° Nord bis 53.5° Nord) mit einer geographischen Auflösung von 0.03125° in West-Ost-Richtung und 0.015625° in Süd-Nord-Richtung. Dabei wird auf Konsistenz mit der großräumigen Anwendung von RCG geachtet, um eine Einbettung der kleinräumigen Anwendung in das Europegebiet sowohl über die berechneten Immissionsrandbedingungen, als auch über die meteorologische Übereinstimmung der Parametrisierungsverfahren zu ermöglichen. Die schon für die synoptische Anwendung von RCG erstellten meteorologischen Felder dienen als „first-guess“-Felder für die kleinskalige Analyse. Diese wird dann über verbesserte, da höher aufgelöste Landnutzungs- und Orographie-daten auf das feinmaschige Gebiet ausgeführt; weiters werden Massenkonsistenzkriterien innerhalb der ersten 3000 m Höhe angewandt, die in zusätzlichen Unterprogrammen berechnet und erzwungen werden. Diese Module wurden aus dem amerikanischen Aufbereitungsmodell CALMET extrahiert und für TRAMPER adaptiert. Die zur Verfügung gestellte meteorologische Datenbasis umfasst das gesamte Jahr 1999 mit einer zeitlichen Auflösung von wahlweise einer beziehungsweise drei Stunden.		
17. Schlagwörter REM/CALGRID Ausbreitungsmodell, diagnostische Modellierung meteorologischer Felder, hoch aufgelöste Analyse auf geographischem, Eulerischen Gitter, Orographieanpassung der meteorologischen Felder, „optimum Interpolation“ beobachteter und abgeleiteter Feldgrößen auf isentropen Flächen zur Bildung der „First-Guess“-Felder.		
18. Preis	19.	20.

Report Cover Sheet

Report No.UBA-FB	2.	3.
4. Report Title Meteorological Data Preprocessing for the Berlin-Brandenburg Domain Erstellung der Meteorologischen Daten für Berlin-Brandenburg		
5. Autor(s), Family Name(s), First Name(s) Kerschbaumer, Andreas Reimer, Eberhard		8. Report Date May 2003
6. Performing Organisation (Name, Address) Freie Universität Berlin Institut für Meteorologie Troposphärische Umweltforschung Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10 12165 Berlin		9. Publication Date
		10. UFOPLAN-Ref. No. 299 43 246
		11. No. of Pages 39
		12. No. of Reference 8
7. Sponsoring Agency (Name, Address) Umweltbundesamt, Postfach 33 00 22, D-14191 Berlin		13. No. of Tables, Diagrams 0
		14. No. of Figures 32
15. Supplementary Notes		
16. Abstract <p>The development of the pre-processor TRAMPER is described which gives the meteorological fields for the chemical transport model REM/CALGRID (RCG). The model domain covers Berlin-Brandenburg-Region (11° East to 15° East, 51° North to 53.5° North) with a spatial resolution of 0.03125° longitude and 0.015625° latitude. In order to allow a nesting of the small-scale-application of RCG within the regional domain, consistency concerning boundary conditions as well as meteorological parameterisation-procedures is required.</p> <p>Large scale meteorological fields – produced by TRAMPER – are the first-guess-fields of the small scale analysis. High resolution orography and land use allow a better description of small-scale features. Mass consistency criteria are introduced and forced by re-calculating flows within the first 3000 m height. These criteria are introduced by new sub-modules within TRAMPER, which were adapted from the American meteorological pre-processor CALMET.</p> <p>Time resolution is either one or 3 hours, depending on user-demands. A data-basis for the year 1999 has been delivered.</p>		
17. Keywords REM/CALGRID transport model, diagnostic modelling of meteorological fields, high resolution analysis based on a geographical Eulerian grid, Orography flow adjustment , “optimum interpolation” of observed and derived meteorological fields on isentropic surfaces in order to obtain first-guess-fields		
18. Price	19.	20.

**Forschungs- und Entwicklungsvorhaben 299 43 246
auf dem Gebiet des Umweltschutzes**

**„Entwicklung eines Modellsystems für das Zusammenspiel von
Messung und Rechnung für die bundeseinheitliche Umsetzung der
EU-Rahmenrichtlinie Luftqualität“**

**Erstellung der Meteorologischen Daten für Berlin-
Brandenburg**

für:

Umweltbundesamt
II 6.1
Postfach 33 00 22
14191 Berlin

Andreas Kerschbaumer
Eberhard Reimer

**Institut für Meteorologie
Freie Universität Berlin**

Juni 2003

INHALTSVERZEICHNIS

Das meteorologische Daten-Aufbereitungssystem	- 1 -
1. Überblick	- 1 -
2 Datenaufbereitung.....	- 2 -
2.1. Geophysikalische Daten	- 2 -
2.1. Meteorologische Daten	- 7 -
3. Dreidimensionale meteorologische Analyse	- 8 -
3.1. Grundlegender Ablauf.....	- 8 -
3.2. Numerische Analyse	- 8 -
4. Adaptation an die feine Auflösung	- 12 -
4.1 Anpassung an kinematische Effekte durch die Topographie.....	- 13 -
4.2 Berechnung der Hangwinde	- 13 -
4.3 Berechnung von Effekten durch Strömungsbarrieren.....	- 14 -
4.4 Grenzschichtparameter	- 15 -
4.5 Ausgabe.....	- 18 -
5. Darstellung der Ausgabefelder	- 19 -
6. Zusammenfassung.....	- 32 -
7. Literatur.....	- 33 -
7. ABBILDUNGSVERZEICHNIS:	- 34 -
8. Technischer Ablauf.....	- 35 -

Das meteorologische Daten-Aufbereitungssystem

1. Überblick

Das meteorologische Daten-Aufbereitungssystem für die REM/CALGRID (Stern, 2003)-Anwendung auf das Berlin-Brandenburg-Gebiet ist ein großräumiges SYNOP-Interpolationsmodell mit einem über CALMET-Routines (Scire et al., 1990) gesteuerten Feinskalierungsteil. Dabei wurde dieser Ansatz aus folgenden Gründen verfolgt:

Die gesamte Eingabestruktur des CALMET-Modells ist auf amerikanische geophysikalische, topographische und meteorologische Datenstrukturen zurechtgeschnitten. In den bisherigen episodischen Anwendungen von CALMET wurden diese Schnittstellen provisorisch an die vorhandenen Datenbasen angepasst. Für operationelle Langfristanwendungen ist dieses Verfahren nicht geeignet, da der damit verbundene Verwaltungs- und Formatierungsaufwand zu erhöhten Rechenzeiten führt und der Rechenzeitbedarf des CALMET-Modells schon in der Größenordnung des Ausbreitungsmodells ist. Um den Rechenaufwand des Systems zu vermindern, wurde daher ein neues Konzept entwickelt, das auf den unhandlichen Apparat des CALMET-Modells nicht angewiesen ist, sondern nur noch die wichtigsten physikalischen Module von CALMET verwendet. Ausgangspunkt ist wie bei der Erstellung der meteorologischen Eingangsdaten für das großräumige Modell die großräumige Analyse des diagnostischen Analysesystems TRAMPER (Tropospheric Realtime Applied Procedures for Environmental Research, Reimer und Scherer, 1992). Die damit erstellten großräumigen Felder werden unter Verwendung lokaler Zusatzinformation an die kleinräumige Skala angepasst. Dieses Verfahren erspart die separate Anwendung eines meteorologischen Vorschaltmodells, da die lokale Anpassung direkt in das Ablaufschema der großräumigen Analyse eingebettet werden kann.

Das ausgewählte Untersuchungsgebiet zeigt die Abbildung 1. Das Gebiet umfasst die Bundesländer Berlin und Brandenburg vollständig und Teile von Sachsen-Anhalt, Sachsen, Mecklenburg-Vorpommern und Polen.

Da die urbane Anwendung des Modells REM/CALGRID genestet in der europaweiten Anwendung erfolgen soll, muss das Untersuchungsgebiet exakt in das Horizontalgitter angepasst werden, um eine direkte Übergabe der Randbedingungen zu ermöglichen. Dies ist nur in einem geographisches Koordinatensystem möglich, da die großräumigen Datenbasen und damit alle großräumigen Rechnungen in solch einem System vorliegen. Die oben definierten Grenzen erfüllen diese Bedingung.

Zur Aufbereitung der Eingangsdaten wurde eine Gitterweite von $0,03125^\circ$ Länge und $0,015625^\circ$ Breite gewählt. Dies entspricht einem Nesting-Verhältnis von 1:16. Die Anzahl der Gitterzellen beträgt damit 128 (entlang der Breitengrade) x 160 (entlang der Längengrade). Die Ost-West-Ausdehnung des Gebiets am Nordrand ist 264,418 km, am Südrand 279,755 km. In Nord-Süd-Richtung erhält man eine Ausdehnung von 277,835 km. Die Maschenweite beträgt in Ost-West-Richtung am Nordrand 2065,8 m, am Südrand 2185,6 m. In Nord-Süd-Richtung ist die Maschenweite 1736,5 m.

In diesem Gitter werden alle Daten für die Modellanwendung bereit gestellt. Die Wahl des geraden Nesting-Verhältnisses von 1:16 hält die Möglichkeit offen, mehrere Nester zwischen der großräumigen Skala mit einer Gitterweite $0,5^\circ$ Länge und $0,25^\circ$ Breite und der hier definierten urbanen Auflösung zu definieren.

2 Datenaufbereitung

Für die Erstellung der hoch aufgelösten meteorologischen Felder werden neben den vorhandenen großräumigen Synop-Analysen weitere geophysikalische Parameter benötigt, die die Adaptation an die Orographie und an die Landnutzung erlauben. Hierbei spielt die Auflösung eine wichtige Rolle, da diese den wesentlichen Unterschied zu der europaweiten Analyse bildet.

2.1. Geophysikalische Daten

Für die Meteorologie-Berechnungen werden zwei Berechnungsareale auf der auf 60°N bezogenen stereographischen Kartenprojektion verwendet:

- ein mitteleuropäisches Areal, dargestellt mit einem numerischen Gitter der Maschenweite von ca. 25 km in 60°N,
- ein kleines Gebiet, das das oben beschriebene Berlin-Brandenburg-Gebiet umfasst, mit einem numerischen Gitter mit der Maschenweite von ca. 2 km in 52°N.

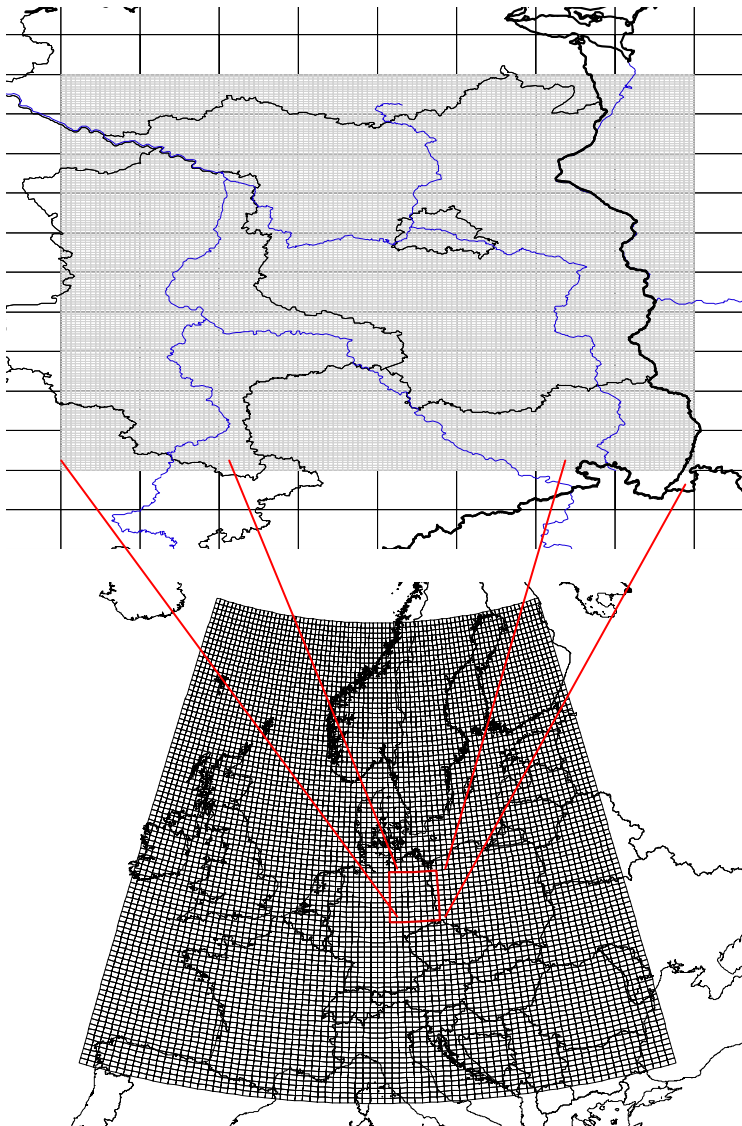


Abbildung 1 Untersuchungsgebiet und die Lage im europaweiten Gitter. Die Grenzen in einem geographischen Koordinatensystem liegen bei: 11,0° Ost bis 15,0° Ost, 51,0° Nord bis 53,5° Nord.

Die topographischen Höhen über NN und die Dateien der Bodenbeschaffenheit in Form von Landnutzungsklassen für das große Areal wurden der USGS-EROS Datenbasis entnommen. Das EROS DATA CENTER des USGS stellt im Internet (<http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>) eine Elevations-Datenbasis mit 30 Bogensekunden Auflösung zu Verfügung.

Mit Hilfe des GIS-Systems ARC-View wurde durch Interpolation in der Horizontalen für jede Rasterzelle des oben beschriebenen Untersuchungsgebiets (1/64 x 1/32 Grad) ein repräsentativer Höhenwert berechnet.

Die entsprechenden Landnutzungsdaten des kleinen Areals wurden aus dem BMBF Schwerpunkt Troposphärenforschung zur Verfügung gestellt. Die geophysikalischen Daten enthalten:

- Topographie
- Landnutzungsdaten (10 Klassen):
 - Wasser
 - Agrarland, landwirtschaftliche Anbauggebiete
 - Dauergrünland
 - Daueranbauggebiete
 - Siedlungsgebiete, Städte
 - Laubwald
 - Nadelwald
 - Mischwald
 - offener Boden (vegetationsfrei)
 - Sumpfgebiete

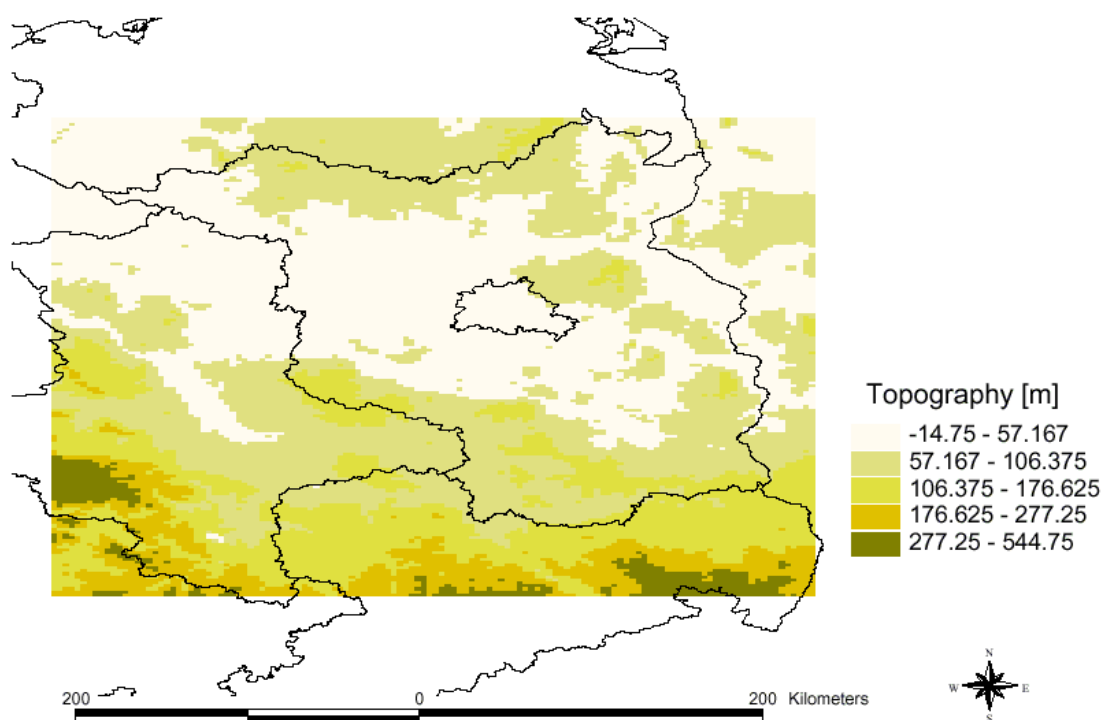


Abbildung 2 Berlin-Brandenburg Topographie im REM/CALGRID Rechengebiet

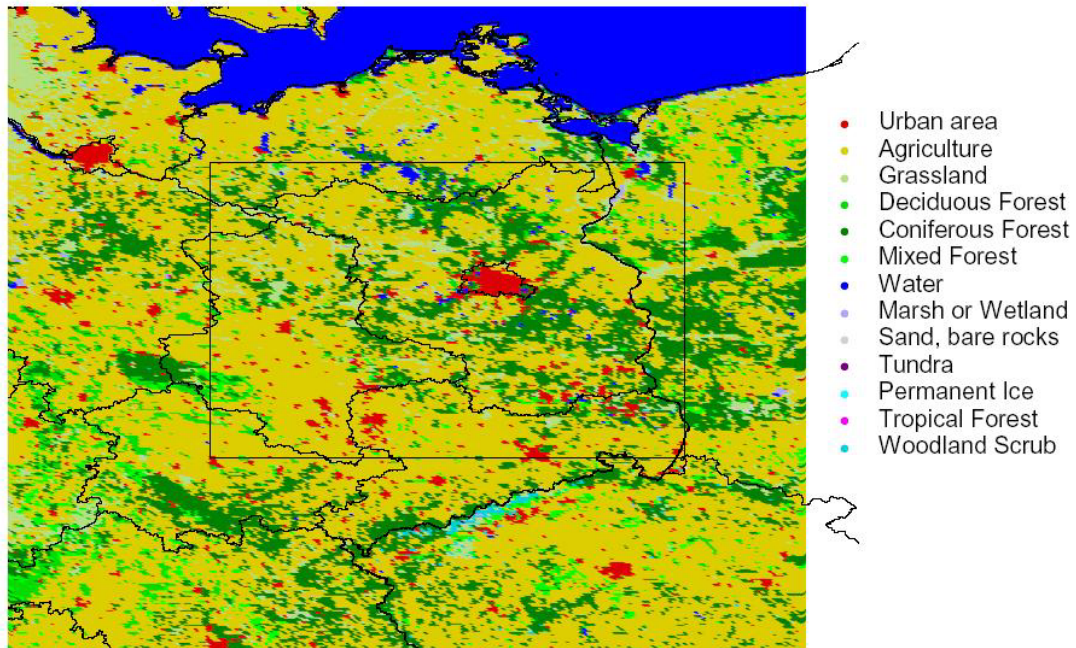


Abbildung 3: Vorwiegender Landnutzung; Rechengebiet im Ausschnitt

Die für die numerische Analyse benötigten Daten wie z.B. Rauigkeitslängen und Verdrängungshöhen werden als Funktion der Landnutzungsklassen bestimmt.

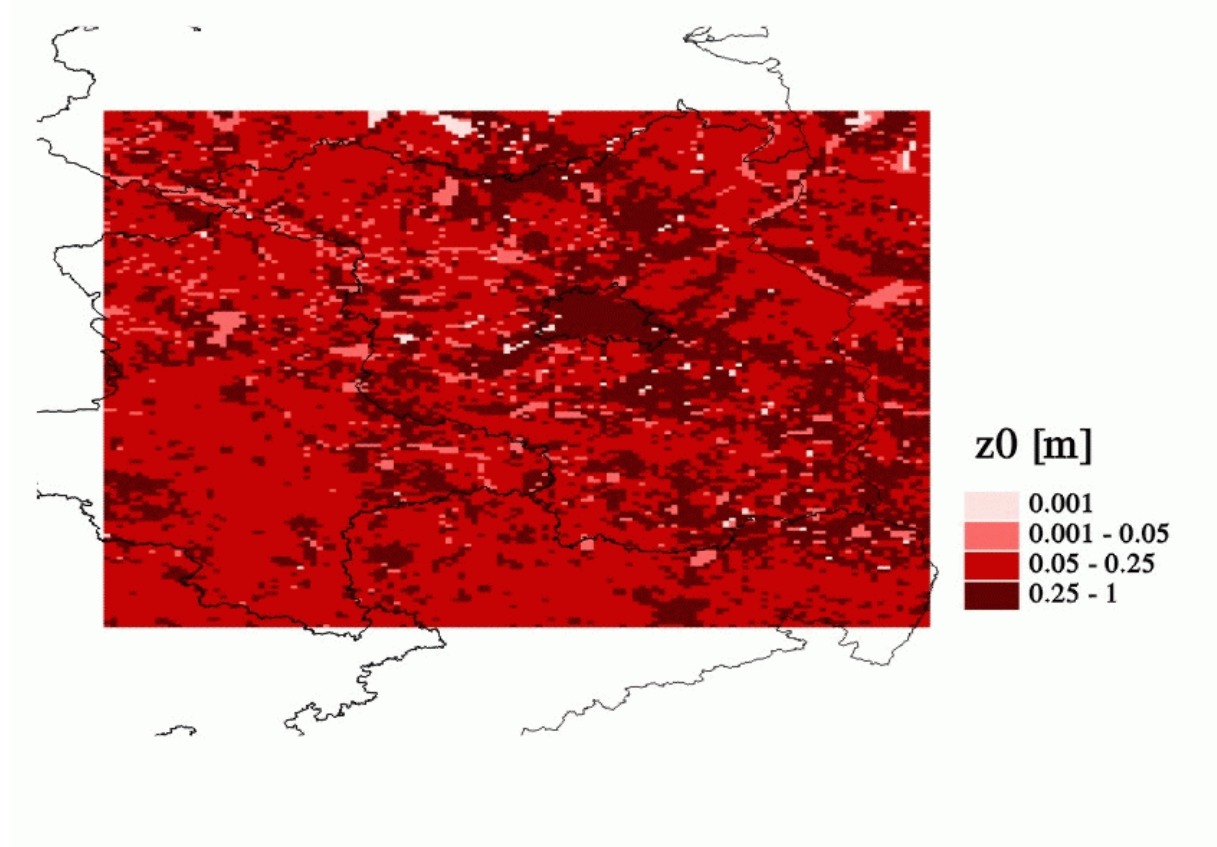


Abbildung 4: Rauigkeitslänge im Berlin-Brandenburg Rechengebiet: Abgeleitet aus den Landnutzungsklassen

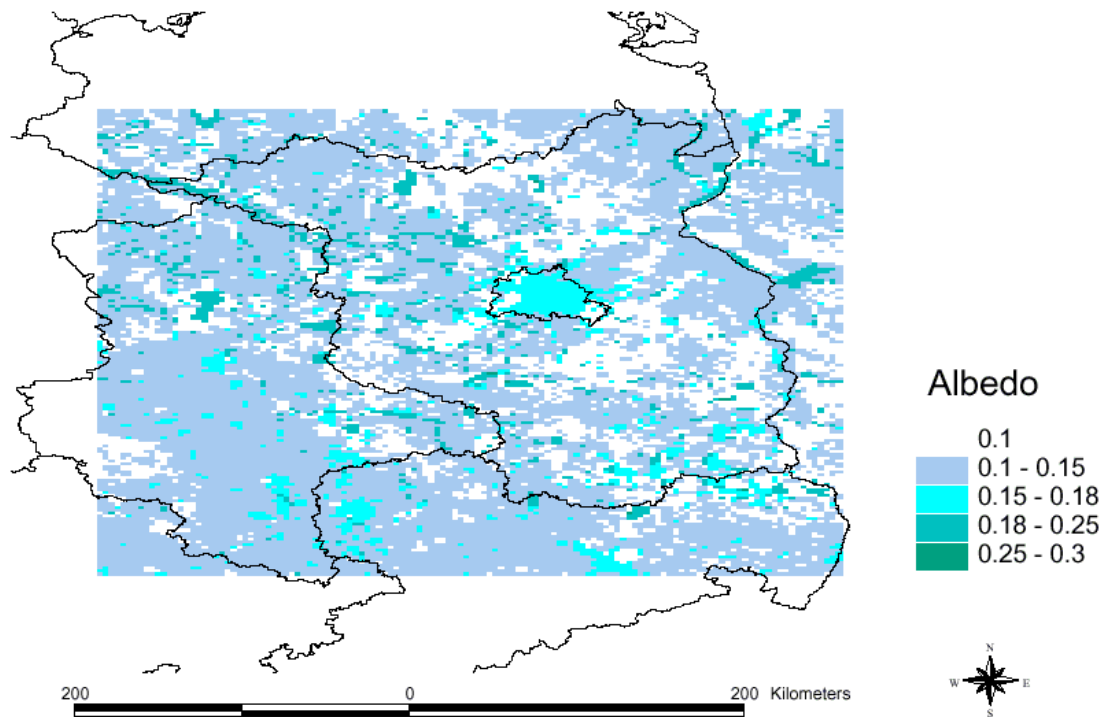


Abbildung 5: Albedo im Berlin-Brandenburg Rechengebiet: Abgeleitet aus den Landnutzungsklassen

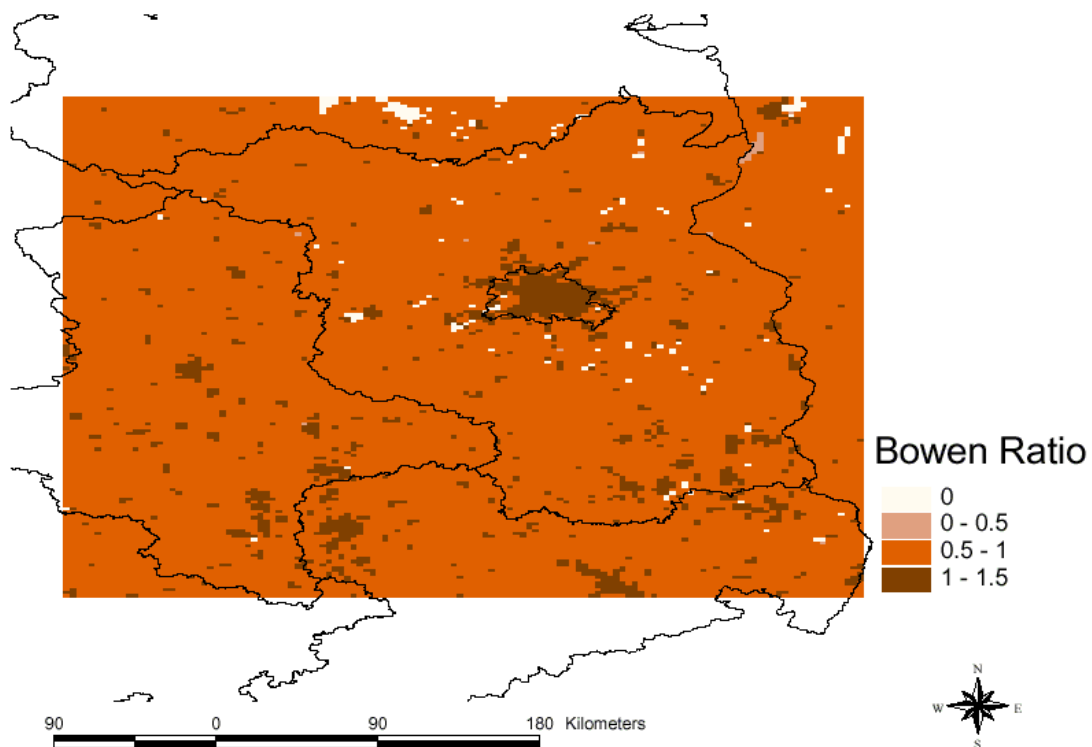


Abbildung 6: Verhältnis zwischen sensiblen und latenten Wärmefluss im Berlin-Brandenburg Rechengebiet: Abgeleitet aus den Landnutzungsklassen

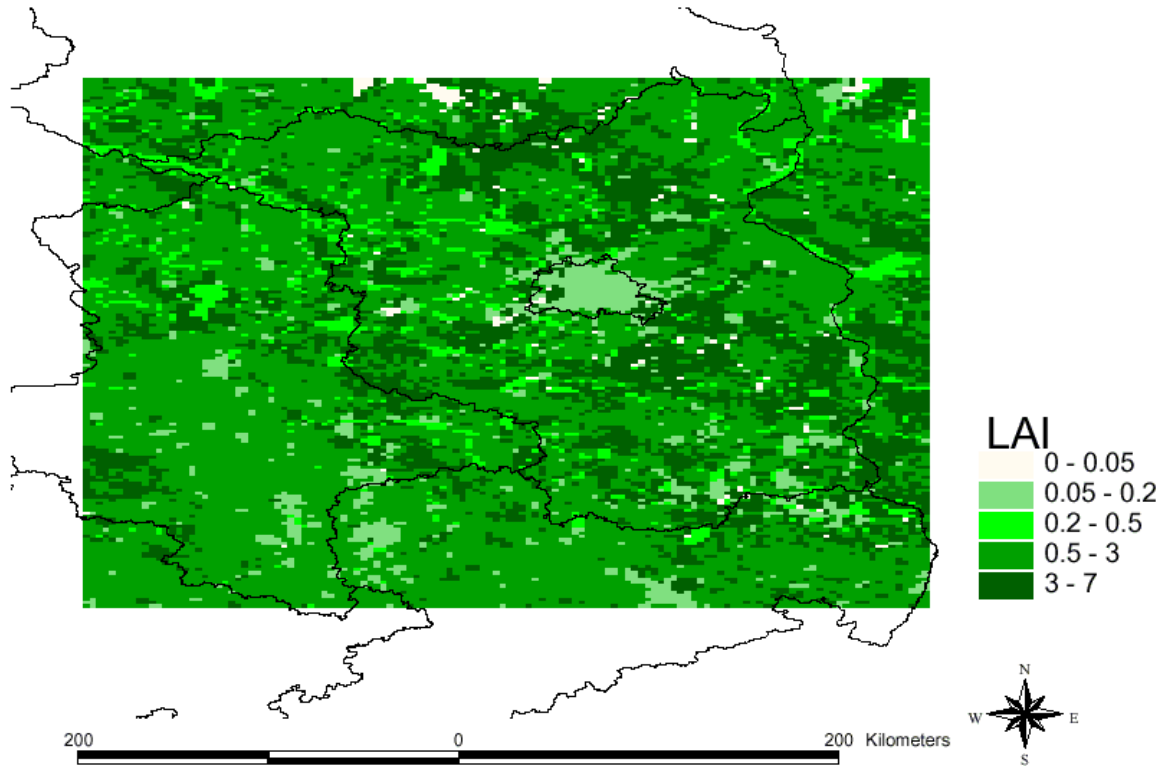


Abbildung 7: Leaf Area Index im Berlin-Brandenburg Rechengebiet: Abgeleitet aus den Landnutzungsklassen

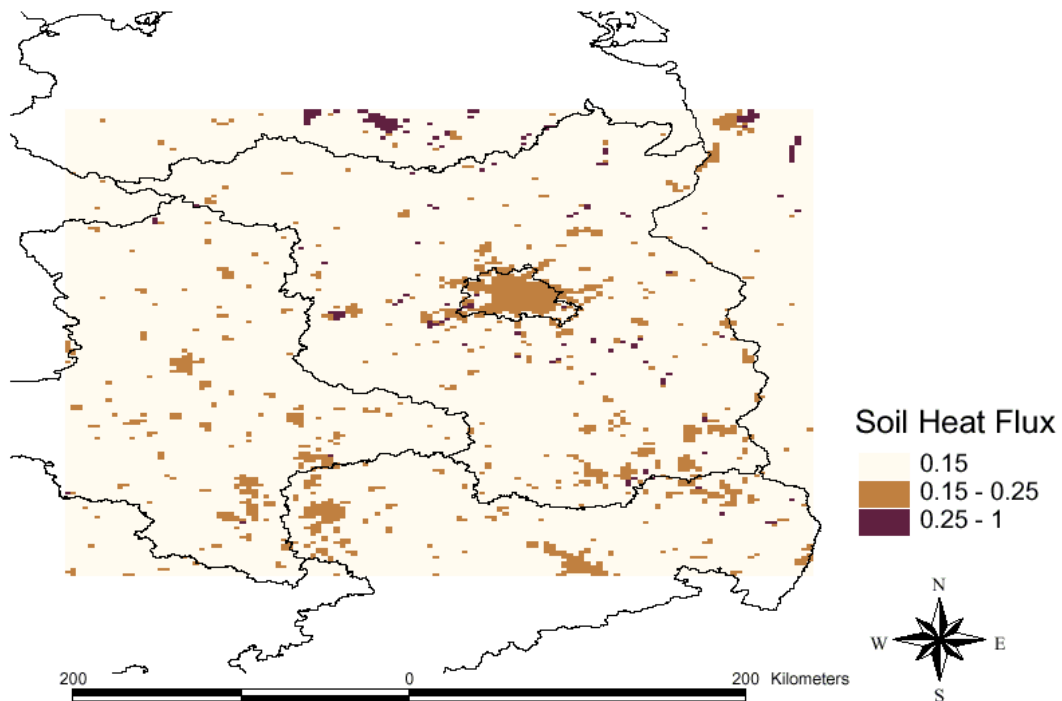


Abbildung 8: Bodenwärmefluss im Berlin-Brandenburg Rechengebiet: Abgeleitet aus den Landnutzungsklassen

2.1. Meteorologische Daten

Die meteorologischen Daten für das Untersuchungsgebiet Berlin-Brandenburg werden von Dienststellen des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung gestellt:

- Radiosonden- und Pilotmeldungen der synoptischen Aerologiestationen,
- stündliche und dreistündliche Beobachtungen von Teilen der synoptischen Beobachtungsnetze des deutschen und polnischen Wetterdienstes.

Eine Verbesserung der Datenlage wäre von wesentlicher Bedeutung für diagnostische Untersuchungen dieser Art, da die Hauptintention darin besteht, mit der dreidimensionalen Datenanalyse möglichst nahe an Beobachtungen zu bleiben und möglichst wenig rein mathematisch-physikalische Modellierung einzubinden. Das bedeutet, dass die Verbesserung der Methodik besonders stark von erweiterten Beobachtungen oder neuen Meßsystemen abhängt.

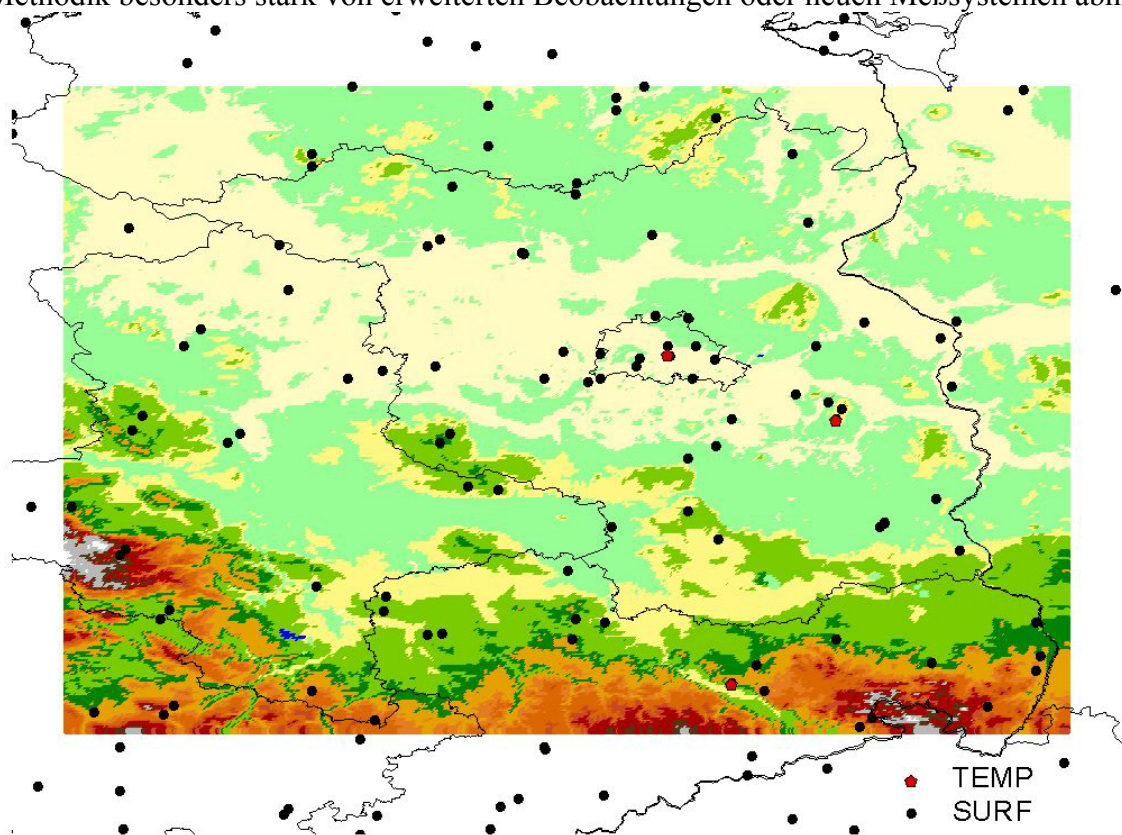


Abbildung 9: SYNOP Boden (schwarze Punkte)- und Höhenstationen (rote Punkte) im orographisch gegliederten Analysegebiet der kleinräumigen Anwendung von REM/Calgrid

3. Dreidimensionale meteorologische Analyse

3.1. Grundlegender Ablauf

Die meteorologischen Daten werden diagnostisch aufbereitet. Die großräumigen Analysen meteorologischer Felder über Mitteleuropa werden mit dem an der FU Berlin entwickelten, diagnostischen Analysesystem TRAMPER (Tropospheric Realtime Applied Procedures for Environmental Research) erstellt (Reimer und Scherer, 1992).

Für kleinräumige Analysen (Gitterweite ca. 5 km und kleiner) wird optional ein Teil des meteorologische Aufbereitungsmodell CALMET, das von der Firma Sigma Res. in den USA im Auftrag der kalifornischen Umweltbehörde entwickelt wurde (Scire et al., 1990), verwendet. Dabei werden mit Hilfe von Strömungsadaptationsalgorithmen alle Windfelder im orographisch gegliederten Gelände angepasst. Diese verfeinerte Analyse bedarf allerdings weiterer meteorologischer Daten, um realistische, kleinräumige Phänomene in die numerischen Felder einbeziehen zu können. Gegenüber einem prognostisch-numerischen Modellierungsansatz hat diese diagnostische Methode den Vorteil, dass sie sich wesentlich auf vorhandene meteorologische Messungen stützt und daher eine unmittelbare Diskussion lokaler Wetterphänomene in Verbindung mit den Immissionsmessungen erlaubt.

3.2. Numerische Analyse

Das hier angewandte Analyseverfahren besteht im Kern aus einer statistischen Interpolation (optimum interpolation, O/I) beobachteter und abgeleiteter Feldgrößen auf isentropen Flächen am Gitterpunkt und einem physikalischen Abgleich der Felder mittels Variationsrechnung. Die Analysen werden auf isentropen Flächen mit einer Gitterweite von ca. 25 km in geographischen Koordinaten dargestellt. Der Abstand der isentropen Flächen ist der vertikalen Struktur der Atmosphäre angepasst mit hoher Auflösung in der Troposphäre und wachsendem Gitterabstand in der Stratosphäre. Die unterste Modellfläche liegt vollständig unterhalb der Topographie. In der unteren Troposphäre beträgt der Gitterabstand gleichmäßig $\Theta=1.K$ und nimmt zur Modellobergrenze in der Stratosphäre, schrittweise zu. So befinden sich ca. 15-18 Niveaus innerhalb der Troposphäre.

Durch die Wahl des isentropen Koordinatensystems und seiner recht hohen Auflösung werden insbesondere vertikal gering ausgedehnte thermische Strukturen besser wiedergegeben als in einer Standard-Druckflächenanalyse. Z.B. werden Inversionen oder allgemein die lokale Stabilität flächenhaft erfasst und ihre im allgemeinen schräge Raumlage wiedergegeben. Druck und Temperatur unterhalb der Topographie werden mit Standardverfahren reduziert bzw. extrapoliert.

Das Analyseverfahren für einen Termin verläuft in drei Schritten:

- Erzeugung der „first guess“-Felder
- Korrektur der Gitterwerte mittels statistischer Interpolation
- Vertikaler Abgleich der Felder zur Erzeugung physikalischer Konsistenz.

3.2.1. „First guess“ Felder

Die großräumige Interpolation der Feldgrößen im Gitter erfolgt durch Cressman-Analyse mit quadratischer Distanzwichtung. Durch ein- oder mehrmaliger Anwendung eines einfachen Drei-Punkte Binominalfilters werden die im Gitter nicht eindeutig darstellbaren Wellen im

Wellenlängenbereich unter 4 Gitterweiten aus den „first guess“ bzw. großräumige Grundfelder für die statistische Interpolation verwendet. Die entsprechenden „Beobachtungen“ werden durch bilineare Interpolation vom Gitter zurück auf die Beobachtungsorte interpoliert. Für die Oberflächentemperatur über dem Meer wird die Wassertemperatur verwendet. Analysiert werden Druck, Feuchte, Windkomponenten, statische Stabilität, Montgomery-Potential, sowie die vertikale Windscherung auf 24 isentropen Flächen.

3.2.2. Statistische Interpolation

Das statistische Verfahren ist univariat und arbeitet mit einer Autokorrelationskurve für ein synthetisch begrenztes Spektrum und einem synoptischen, räumlich unabhängigen Analysefehler. Alle Betrachtungen gelten jeweils für einen Zeitpunkt. Für alle Mittelungen im Feld wird Isotropie und Homogenität der Feldgrößen vorausgesetzt. Der Übergang zwischen Land und Meer wird durch anisotrope Wichtung erreicht.

Ein beobachteter Wert der Messung i setzt sich zusammen aus dem wahren Wert f_i und dem Messfehler d_i , bzw. aus einem großskaligen synoptischen Beitrag f_{i0} und einer kleinskaligen Variation f_i' , die den Beobachtungsfehler einschließt:

$$f_i + d_i = f_{i0} + f_i'$$

Entsprechend gilt diese Beziehung auch an einem beliebigen Gitterpunkt g , wo keine aktuelle Messung vorliegt:

$$f_g + d_g = f_{g0} + f_g'$$

Die Werte f_{i0} und f_{g0} entsprechen den „first guess“-Feldern am Messort bzw. Gitterpunkt. Die kleinräumigen Variationen f_i' und f_g' können über die lineare Beziehung

$$f_g' = \sum_i \alpha_{gi} f_i' \quad i = 1, N \quad N = 8$$

verknüpft werden. Hierbei werden die α_{gi} als spezifische Wichtungsfaktoren für den Gitterpunkt g interpretiert. Die Anzahl der maximal zur Interpolation herangezogenen Messpunkte N wurde in diesem Verfahren auf 8 festgesetzt.

Mit der Bedingung, dass der über alle Gitterpunkte gemittelte quadratische Fehler minimiert wird,

$$\overline{(f_g' - f_i')^2} = \min$$

kann ein Gleichungssystem zur Bestimmung der α_{gi} erstellt werden:

$$\sum_{i=1}^N \alpha_{gi} m_{ij} = m_{gj} \quad j = 1, 8$$

$$m_{ij} = m_s + e_{ij}$$

Die Autokorrelation m_{ij} setzt sich zusammen aus der synthetischen Autokorrelation m_s und der Fehlervarianz der Beobachtungen e_{ij} , normiert mit der Varianz des „first guess“ am Gitterpunkt g aus den acht umliegenden Stationen. Es wird angenommen, dass die Beobachtungsfehler normal verteilt sind, d.h. sie sind unkorreliert und $e_{ij} = 0$ für alle $i \neq j$.

Die Autokorrelation wird aus der Filtercharakteristik und der Gitterweite abgeleitet. Der Bereich der ausgefilterten Wellen beträt je nach Anwendung des Filters bis zu 4 Gitterweiten. Wellen kleiner 2 Gitterabstände werden aus Gründen der physikalischen Konsistenz der Gitterdarstellung vernachlässigt. Der resultierende Wellenlängenbereich erfasst das zugelassene Spektrum. Durch Transformation der normierten Spektralfunktion und der Vorgabe von $m_{ij}(0)$ wird die synthetische Autokorrelationskurve erzeugt. $m_{ij}(0)$ entspricht dem zur statistischen Interpolation verwertbaren Anteil der Varianz und wird in diesem Verfahren für jeden Zeitpunkt aus der Autokorrelation aller Beobachtungen im Raum unter der Annahme von Isotropie und Homogenität abgeleitet und mittels symmetrischer Hermite-scher Orthogonal-Funktionen approximiert. Im Falle anisotroper Interpolation wird die Funktion jeweils aus den Mes-

sungen über Land bzw. über Wasser abgeleitet. Anisotropie wird für die bodennahe Temperatur- und Windverteilung über Land und Wasser sowie bei der Interpolation der Niederschläge angenommen.

3.2.3. Vertikaler Abgleich für physikalische Konsistenz

Der vertikale Abgleich wird für Montgomery-Potential, Stabilität und Exnerfunktion sowie Windscherung und Windkomponenten mit einem einfachen Variationsverfahren erreicht, wobei die am Boden abgeleiteten Werte als zusätzliche Stützpunkte mit konstanter potentieller Temperatur genutzt werden. Zur Berechnung der abgeglichenen Feldgrößen f wird folgende Gleichung gelöst:

$$\nabla_h^2 f = \sum_{k=k_s}^{K_t} (\nabla_h^2 f_k - \nabla_h^2 f_0) + \beta \left(\nabla_h^2 \frac{\partial f_k}{\partial \theta} - \nabla_h^2 \frac{\partial f_0}{\partial \theta} \right)$$

mit

k_s = Isentrope am Boden

K_t = Modellobergrenze

β = Konstante,

wobei die Randwerte durch die Analyse f_0 gegeben sind. Um im unteren Troposphärenbereich realistische vertikale Ableitungen bilden zu können, werden auch die Feldgrößen unterhalb der Topographie mit den Werten in der unteren Troposphäre mittels Variationsverfahren abgeglichen.

Die dreidimensional analysierten Variablen sind:

- Montgomery-Potential $M = c_p T + gH$
- Druck (Temperatur) $p^k = (p/1000)^{2/7}$
- lokale Stabilität $Mp^k / M\Theta$
- Windvektorkomponenten
- vertikale Windscherung
- relative Feuchte,

die auf 24 isentropen Flächen und einer Bodenfläche (σ -Koordinate) dargestellt werden.

Zweidimensional werden dargestellt:

- Bewölkung und Wetter aus Bodenbeobachtungen
- Potentielle Temperatur in 2m Höhe
- Bodendrucktendenz (dreistündlich)
- Inversionshöhen aus Radiosonden

In die Analyse ist die räumliche und zeitliche Erfassung der Temperaturinversionen und ihrer Mächtigkeit sowie die horizontale Interpolation von Niederschlag, Bedeckungsgrad, Wolkentyp usw. eingebunden. Nach der dreidimensionalen Analyse werden die Grenzschichtvariablen und, unter Berücksichtigung der beobachteten Temperaturinversionen, der tägliche Verlauf der Mischungshöhe berechnet. Die Parameter am Boden sind auf einer „terrain“-folgenden Koordinatenfläche definiert und werden auf die Modelltopographie hin abgestimmt.

Pro Tag werden zusammenhängend acht Analysen (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC) ausgeführt. Die Grundfelder für Zwischentermine, die keine ausreichende Basis an Beobachtungen

aufweisen, werden durch Interpolation der nächstliegenden Termine erzeugt, wobei evtl. vorhandene Messungen örtlich berücksichtigt werden.

4. Adaptation an die feine Auflösung

Die durch das oben beschriebene Verfahren erzeugten meteorologischen Felder auf dem grob aufgelösten Gitter (0.5 x 0.25 Grad) werden in erster Näherung auf das sechzehn mal feinere Gitter sowohl räumlich als auch zeitlich (3-stündige Analysen auf 1-stündige Werte) interpoliert. Außerdem werden die isentropen vertikalen Flächen über ein gewichtetes Interpolationsverfahren auf bodenbezogene metrische Höhenflächen umgewandelt. Dabei wird der Rechenzeit und des Speicherplatzes wegen nur das für die Berlin-Brandenburg-Rechnungen notwendige Gebiet berücksichtigt.

Der meteorologische Treiber CALMET (Scire et al., 1990) ist ein universell einsetzbares Programmsystem zur Erzeugung von meteorologischen Eingabedaten für das chemische Transportmodell CALGRID (Yamartino, R., et al., 1989). Teile dieses Programmsystems wurden in das meteorologische Datensystem TRAMPER eingebunden mit der Aufgabe, charakteristische orographische Effekte des untersuchten Gebietes in die 3-dimensionale Strömung vereinfacht zu integrieren, insbesondere Hangwinde und Barriereneffekte.

Das diagnostische Strömungsmodul arbeitet in zwei Schritten. Im ersten Schritt wird das mittlere Strömungsgrundfeld der Modellregion erzeugt, und an thermodynamisch und topographisch bedingte Strömungsverhalten adaptiert. Folgende Optionen stehen zur Verfügung:

- Anpassung an kinematische Effekte durch die Topographie
- Berechnung der Hangwinde
- Berechnung von Effekten durch Strömungsbarrieren

Im zweiten Schritt werden Stationsmessdaten mit räumlich begrenzter Wichtung in das Grundfeld integriert und die vertikale Geschwindigkeitskomponente physikalisch adaptiert:

- Interpolation lokaler Messungen
- Anpassung der vertikalen Geschwindigkeitskomponente

Das endgültige Strömungsfeld wird mittels iterativem Verfahren zur Massenerhaltung gezwungen. Zwischenprodukte der verschiedenen Prozessphasen werden mittels Drei- oder Fünfpunktefilter geglättet. Die wesentlichen Parameter der Verfahren, wie Filtertyp und Anzahl der Glättungen und Iterationen werden über die Eingabe gesteuert.

Das Strömungsfeld der großräumigen Analyse wird als erste Schätzung (first guess) benutzt. Ein vertikales Adaptationsverfahren erlaubt u.a. die vertikale Interpolation von Bodenwinden mittels Potenzansatz oder beliebigen Profilen. Zur Minimierung der Divergenz und Erhaltung der Massenbilanz des Strömungsfeldes wird ein iteratives Verfahren eingesetzt. Dabei werden die horizontalen Komponenten unter Berücksichtigung der vertikalen Divergenz variiert. Eine ausführliche Beschreibung der Verfahren befindet sich in Scire et al. (1994).

4.1 Anpassung an kinematische Effekte durch die Topographie

Das Anpassen der kinematischen Effekte an die Topographie erfolgt nach dem Ansatz von Liu und Yocke (1980). Die bei den großräumigen Windfeldern nicht berücksichtigten feinen Strukturen der Orographie werden über eine Parametrisierung der Vertikalgeschwindigkeit wie folgt berechnet:

$$w = (V\Delta h_t)e^{(-kz)}$$

V der von der großräumigen Analyse kommende und auf das feine Gitter interpolierte Wind

h_t Bodenhöhe

k stabilitätsabhängiger Koeffizient für den vertikalen Abfall des Topographieeinflusses

z vertikale Koordinate

Die vertikale Auswirkung der Topographie auf die Windfelder nimmt mit der atmosphärischen Stabilität zu:

$$k = \frac{N}{|V|} \quad N = \left[\left(\frac{g}{\theta} \right) \frac{d\theta}{dz} \right]^{1/2} \quad \text{wobei N die Brunt-Väisälä Frequenz innerhalb der}$$

untersten 500 m darstellt, θ die potenzielle Temperatur und g die Gravitationsbeschleunigung. Die so erzeugten vertikalen Windgeschwindigkeiten werden auf das „terrain-following“ Rechengeschema umgesetzt:

$$W = w - u \frac{\partial h_t}{\partial x} - v \frac{\partial h_t}{\partial y}$$

Die auf Flächen beschriebenen Windfelder werden über den Divergenzminimierungsansatz ($\Delta V < \varepsilon$) verändert, das heißt, die Vertikalgeschwindigkeit wird über Richtungs- und Geschwindigkeitsänderung der horizontalen Komponenten minimiert.

4.2 Berechnung der Hangwinde

Eine weitere Verbesserung der Windfelder wird über die Berücksichtigung der Hangwinde erzielt. Dabei wird ein empirischer Ansatz verfolgt, wobei die Windrichtungen den Tal-Berg-beziehungsweise den Wasser-Land-Unterschieden angeglichen werden (Scire und Robe, 1997). Hangwinde sind Auftriebswinde, die über Advektion großräumiger Natur, Bodenreibung und Ablösungseffekte in der Höhe beeinflusst werden.

Die Hangwindgeschwindigkeit wird folgendermaßen beschrieben:

$$S = S_e \left[1 - e^{(-x/L_e)} \right]^{1/2}$$

$$S_e = \left[hg \left(\frac{\Delta\theta}{\theta} \right) \sin \alpha / (C_D + k) \right]^{1/2}$$

$$L_e = \frac{h}{C_D + k}$$

S_e Obergrenze der Hanggeschwindigkeit

L_e Längenskala, bei der der Hangwind 80% der Obergrenze erreicht

x Abstand zum Hanggrad

$\Delta\theta$ Potentielles Temperaturdefizit zur Umgebung

C_D Bodenreibungskoeffizient

h vertikale Hangwindausbreitung

α Hangwinkel

k großräumiger Windvektorkoeffizient
 g Gravitätsbeschleunigung

Während des Abflusses wird der Hangwind durch den lokalen Wärmefluss gekühlt. Das potentielle Temperaturdefizit $\Delta\theta$ ist eine Funktion des lokalen sensiblen Wärmefflusses an der Erdoberfläche Q_h und der Distanz zum Hanggrad x . Dabei ist die Erfüllung des Energieerhaltungssatzes zu berücksichtigen:

$$\frac{dh\Delta\theta}{dt} = \frac{Q_h\theta}{\rho c_p T}$$

Dies kann wie folgt umgeschrieben werden:

$$Sh\Delta\theta = \frac{Q_h\theta x}{\rho c_p T}$$

woraus die Hanggeschwindigkeit S unter Berücksichtigung der vorhergehenden Aussagen berechnet werden kann:

$$S = \left\{ \frac{[Q_h g x \sin \alpha]}{(\rho c_p T)(C_D + k)} \right\}^{1/3} \left[1 - e^{(-x/L_e)} \right]^{1/3}$$

Für C_D wird aus Beobachtungen (Briggs, 1981, Mahrt, 1982, Horst und Doran, 1986) folgender Wert angenommen:

$$C_D = K = 4 \times 10^{-2}$$

4.3 Berechnung von Effekten durch Strömungsbarrieren

Zur Berechnung der Effekte durch Strömungsbarrieren wird eine Analyse der lokalen Froude-Zahl verwendet:

$$Fr = \frac{V}{N\Delta h_t}$$

$$\Delta h_t = (h_{\max})_{ij} - z_{ijk}$$

Fr lokale Froude-Zahl

V Windgeschwindigkeit

N Brunt-Väisälä Frequenz

Δh_t effektive Hindernishöhe

$(h_{\max})_{ij}$ maximale Höhe innerhalb eines bestimmten Einflussbereichs

z_{ijk} Höhe der k-ten Fläche am Gitterpunkt ij

Falls die Froude-Zahl einen bestimmten Grenzwert überschreitet und falls der Wind das Hindernis anströmt, wird die Windrichtung tangential dem Boden gegenüber geändert. Die Windgeschwindigkeit wird dabei nicht geändert.

4.4 Grenzschichtparameter

Zur Bestimmung der Parameter der planetarischen Grenzschicht werden vereinfachte eindimensionale Grenzschichtmodelle verwendet (Van Ulden und Holtslag, 1985, Hanna und Paine, 1989). Die Grenzschichtmodule verwenden unterschiedliche Parametrisierungen über Land und Wasser. Die Entwicklung der Mischungshöhen und die dazugehörigen Entrainment-Prozesse werden tagsüber bei positivem Wärmefluss aus einer prognostischen Gleichung berechnet. Die Höhe der Mischungsschicht wird tagsüber als das Maximum aus konvektiver und neutraler Mischungshöhe berechnet. Bei negativem Wärmefluss, in der Regel nachts, wird eine Gleichgewichtsformel angewandt.

Die turbulenten Grenzschichtparameter Monin-Obukhov-Länge, Schubspannungsgeschwindigkeit, konvektive Geschwindigkeit und sensibler Wärmefluss am Boden werden bei der Bestimmung der Mischungsschichthöhe mit berechnet.

Das Grenzschichtmodul verwendet unterschiedliche Parametrisierungen über Land und Wasser. Für Landoberflächen wird ein Energiebilanzverfahren verwendet. Jedem Typ von Landoberfläche muss dabei das Verhältnis von sensiblem zu latentem Wärmefluss ("Bowen-ratio") zugeordnet werden. Vorgabewerte dieser Größe für US-standardisierte Landnutzung liegen im Grenzschichtmodell vor. Zur Bestimmung der kurzwelligen Nettostrahlung werden Standard-Parametrisierungen verwendet, in die Sonnenstand, Temperatur, Bewölkung, der Bodenwärmefluss, der anthropogene Wärmefluss, der sensible Wärmefluss am Tage und die kurzwellige Nettostrahlung eingehen. Der sensible Wärmefluss Q_h berechnet sich aus

$$Q_h = \frac{B}{1-B} [Q^* (1 - c_g) + Q_f]$$

mit

B = Bowen-ratio,

Q^* = kurzwellige Nettostrahlung,

Q_f = anthropogener Wärmefluss

und $Q' = (1-A) Q_{sw} + c_1 T^6 - \sigma T^4 - c_2 N^{b2}$,

A = Albedo, Q_{sw} = kurzwellige Strahlung = $(a \sin\phi + a)(1 + b_1 N^{b2})$,

T = Temperatur,

N = Bewölkung in Zehnte!

ϕ = Sonnenhöhe

σ = Stefan-Boltzmann-Konstante.

Ist der sensible Wärmestrom bekannt, können iterativ die

Schubspannungsgeschwindigkeit u^* und die Monin-Obukhov-Länge L berechnet werden:

$$u^* = \frac{ku}{\ln\left(\frac{z}{z_0} - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) + \Psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right)\right)} \quad \text{und} \quad L = \frac{\rho C_p T u^{*3}}{kg Q_h}$$

mit:

z = Rauigkeitslänge

Ψ_m = Korrekturfunktion [Dyer und Hicks, 1970],

k = Von-Karman-Konstante,

u = Windgeschwindigkeit,

T = Temperatur,

g = Erdbeschleunigung.

Unter stabilen Bedingungen wird ein Verfahren nach Weil und Brower [Weil und Brower, 1983]

angewandt:

$$u^* = \frac{1}{2} C_{DN} u (1 + C^{1/2})$$

mit:

C_{DN} = Reibungskoeffizient unter neutraler Schichtung [$k/\ln(z/z_0)$],

$C = 1 - [(4u_0^2) / (C_{DN} u^2)]$, und

$u_0^2 = f(T, \theta^*)$,

θ^* = Temperaturskalengröße, $\theta^* = \min(\theta^*_1, \theta^*_2)$

wobei $\theta^*_1 = 0,09(1 - 0,5N^2)$, $\theta^*_2 = (TC_{DN}u^2) / (4\gamma z g)$, $\gamma = 4,7$.

Der sensible Wärmefluss ist über die Funktion $Q_h = -\rho c_p u^* \theta$ mit u und θ^* verknüpft. Über Wasser wird vereinfachend

$u = u_{uN} C_{uN}^{1/2}$ gesetzt ($C_{uN}^{1/2}$: neutraler Reibungskoeffizient über Wasser $(0,75 + 0,067u)10^{-3}$).

Wegen der Bedeutung des latenten Wärmeflusses wird die Monin-Obukhov-Länge

L über Wasser wie folgt berechnet [Hanna et al., 1985]:

$$L = \frac{\theta_v C_{uN}^{3/2} u^2}{E^2 (\theta_v - \theta_{vs})}$$

mit:

θ_v, θ_{vs} = virtuelle potentielle Temperatur von Luft und Wasser,

u = Windgeschwindigkeit,

$E^2 = 5,096 \times 10^{-3}$.

Die Mischungsschichthöhe h_t folgt dann tagsüber bei positivem Wärmefluss aus folgender prognostischer Gleichung:

$$h_{t+dt} = \sqrt{h_t^2 + \frac{2Q_h(1+E)dt}{\Psi_1 \rho c_p} - \frac{2d\theta_t h_t}{\Psi_1} + \frac{d\theta_{t+dt}}{\Psi_1}}$$

$$d\theta_{t+dt} = \sqrt{\frac{2\Psi_1 E Q_h dt}{\rho c_p}}$$

mit:

Ψ_1 = Gradient der potentiellen Temperatur oberhalb von h_t ,

$d\theta_t$ = Temperatursprung am Oberrand der Mischungsschichthöhe zur Zeit t ,

$E = 0,15$.

Der Gradient der potentiellen Temperatur wird jeweils aus der für die vorhergehende Stunde geltenden Temperatur in den Schichten über der Mischungsschichthöhe berechnet. Die Mächtigkeit der Höenschicht zur Bestimmung des Gradienten und der minimale potentielle Temperaturgradient können per Option vorgegeben werden. Die Höhe der Mischungsschicht wird tagsüber als das Maximum aus konvektiver und neutraler Mischungsschichthöhe berechnet:

$$h_{neutral} = \frac{Bu^*}{\sqrt{fN_B}}$$

mit: f = Coriolis-Parameter,

N_B = Brunt-Väisälä-Frequenz.

Die Höhe der stabilen Mischungsschicht wird als das Maximum aus

$$h_1 = B_2 u^{*3/2}$$

bestimmt mit

$B_2 = 2400$ und

$$h_2 = \frac{2}{5} u^{*3/2}$$

Als weitere Option für die Berechnung der Mischungsschichthöhe kann eine räumliche Advektion der konvektiven Mischungsschichthöhe im Anströmsektor über spezielle Gewichtsfunktionen erfolgen. Ist die Mischungsschichthöhe bekannt, kann direkt die konvektive Geschwindigkeit w^* berechnet werden:

$$w^* = \sqrt[3]{\frac{g Q_h h_1}{T \rho c_p}}$$

4.5 Ausgabe

Überblick über die in der Analyse bereitgestellten Feldgrößen:

Dreidimensionale Felder:

Temperatur	T
Spezifische Feuchte	q
Wind	U, V
Exner-Funktion	$\pi = (p/1000)^{2/7}$
Stabilität	$M\pi/M\Theta$
Montgomery-Potential	$M = c_p T + \Phi$

Zweidimensionale Felder:

bodennahe Temperatur	T_s
bodennahe Feuchte	q_s
bodennaher Wind	U, V
Wassertemperatur	T_w
Bodendruck	p_s
Bodendrucktendenz (3-stg)	Mp_s/Mt
Temperaturinversionshöhen	I_h
„ „ mächtigkeit	I_d
Bedeckungsgrad	N
Wolkenart	nach Meldeschlüssel
Wolkenuntergrenze	H_N
Niederschlag	R
Sichtweite	VV

Planetarische Grenzschicht:

Mischungsschichthöhe	h
Monin-Obukhov-Länge	L
Schubspannungsgeschw.	$U^* = (\tau/\rho)^{1/2}$
Temperatur 'scale'	$\Theta^* = -H_0/(\rho C_p u^*)$
Konvektive Geschwindigkeit	w^*
sensibler Wärmefluß Boden	H_0 ,
Rauhigkeitslänge	z_0 (als Funktion der Bodennutzung)

5. Darstellung der Ausgabefelder

Nachfolgend einige Beispiele der von REM/CALGRID erwarteten meteorologischen Eingangsdaten, die von dem oben beschriebenen System erzeugt werden. Aus Gründen der Anschaulichkeit sind für einen Termin, den 15. Juni 1999, Felder während der Nacht, 3 Uhr UTC, und in den Nachmittagsstunden, 15 Uhr UTC, dargestellt. Wie in den Abbildungen 10 bis 13 zu erkennen ist, ist die Feldstruktur am Boden stärker gegliedert als in der Höhe. Dies tritt sowohl bei der Temperatur (Abb. 10 – 13), bei den Windfeldern (Abb. 18-21) als auch bei der Luftfeuchte (Abb. 22-25) auf. Abbildung 14 und 15 zeigen einen vertikalen Querschnitt des Temperaturfeldes in 52.3° Nord, also durch Berlin. Dabei ist zu bemerken, dass am 15. Juni 1999 sich nachts eine Inversionsschicht ausgebildet hat, die nachmittags nicht mehr zu sehen ist. Abbildung 16 und 17 zeigt dies für einen Punkt im Stadtgebiet Berlin. Abbildung 18 bis 21 zeigt ein Beispiel der Windverteilung im Berlin Brandenburg Gebiet. Dazu ist zu bemerken, dass die Windgeschwindigkeiten äußerst niedrig waren, und zwar sowohl am Boden als auch in der Höhe circa 2 m/s. Trotzdem ist eine bestimmte Windrichtungsänderung mit der Höhe feststellbar. Abbildung 22 bis 25 zeigt Feuchtefelder im Untersuchungsgebiet. Diese werden in „parts per million“ ausgedrückt, da dies für das Chemiemodul und vor allem für das Aerosol-Modul innerhalb des chemischen Transportmodells REM/CALGRID einige Umrechenarbeit erspart. Wieder die stärkere Strukturierung am Boden als in der Höhe. Für die 2-dimensionalen Ausgabefelder sind in Abbildung 26 und 27 die für die Strahlungsbilanz entscheidenden Bewölkungsgrade dargestellt. Abbildung 28 und 29 hingegen bietet einen Einblick in die Veränderung der Mischungshöhe, die nachts wesentlich tiefer liegt als nachmittags. Die für die Charakterisierung der Stabilität der Atmosphäre wichtige Monin-Obukhov-Länge ist in Abbildung 30 und 31 dargestellt, wobei man sieht, dass nachts eine leichte stabile Situation vorherrschte, wohingegen nachmittags sich dann instabile Lagen ausbreiten. Abbildung 32 und 33 stellen schließlich die Schubspannungsfelder dar, die vor allem in REM/CALGRID zur Bestimmung der mechanischen Turbulenz und somit auch zur Aufwirbelung von Staubpartikeln verwendet wird.

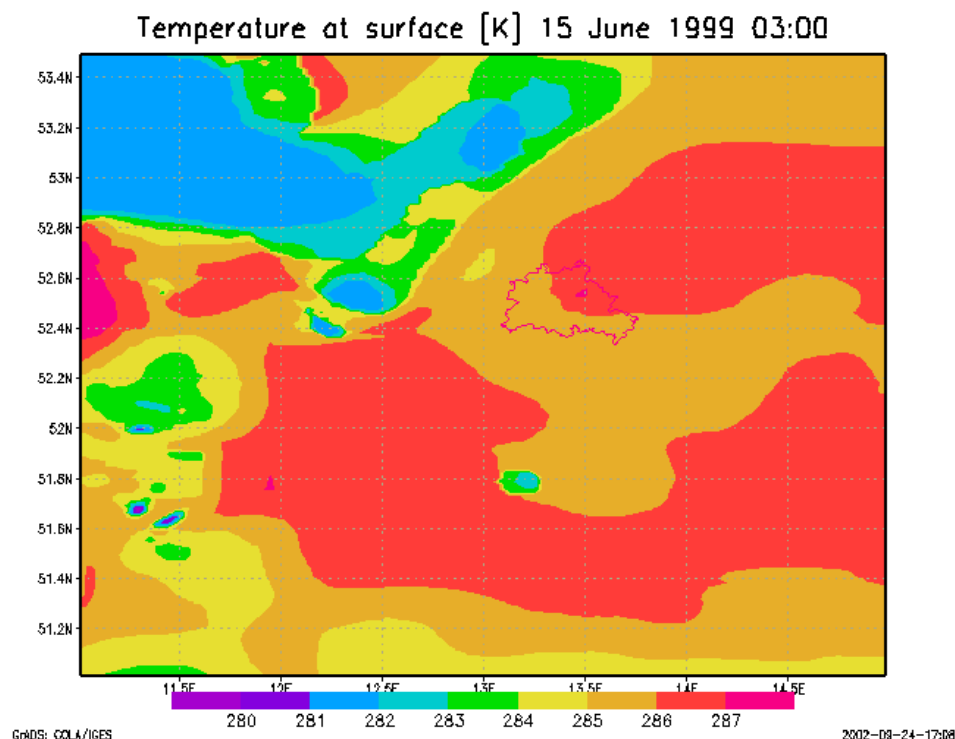


Abbildung 10 Temperaturfeld [K] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC.

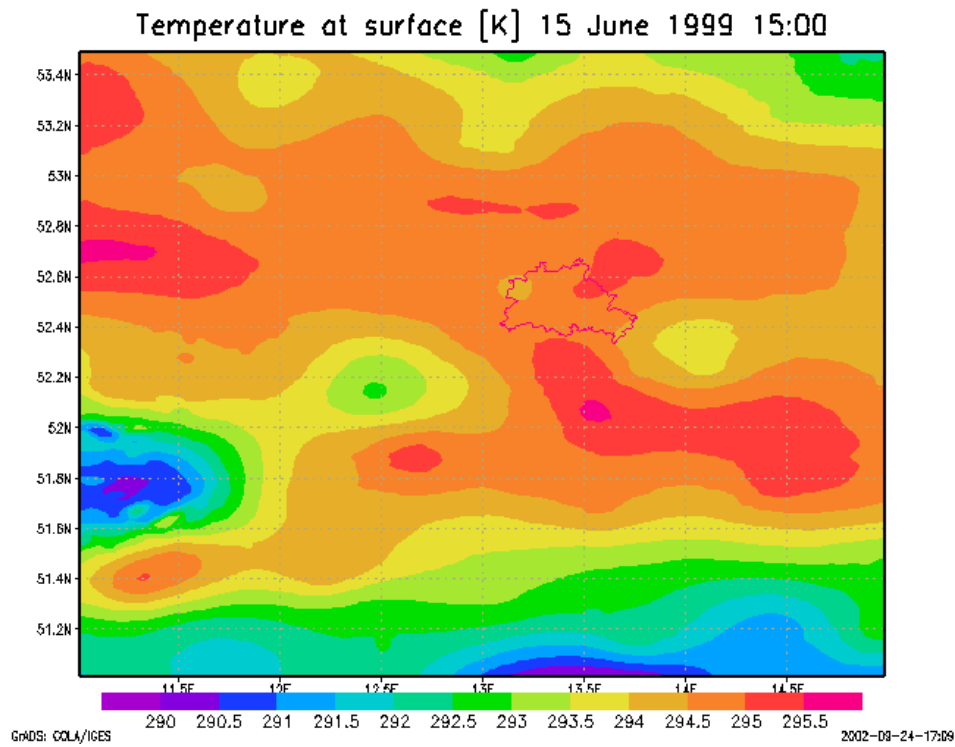


Abbildung 11 Temperaturfeld [K] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC. Deutlich sichtbar kühlere Temperaturen im Süd-Osten und im Süd-Westen mit hügeliger Orographie.

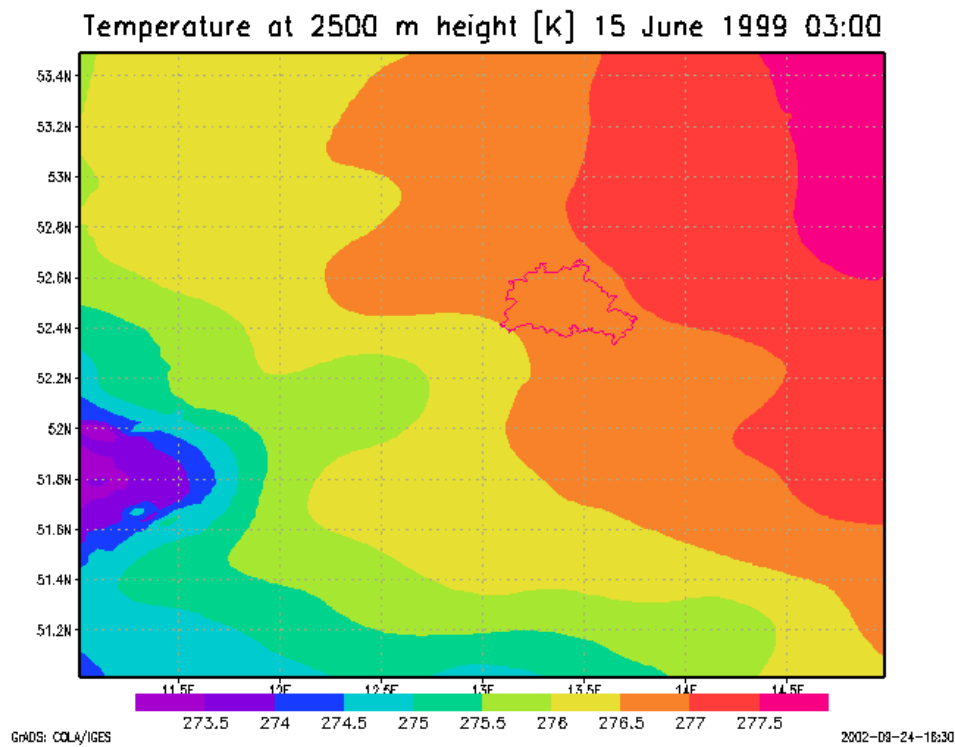


Abbildung 12 Temperaturfeld [K] auf 2500 m über Grund am 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

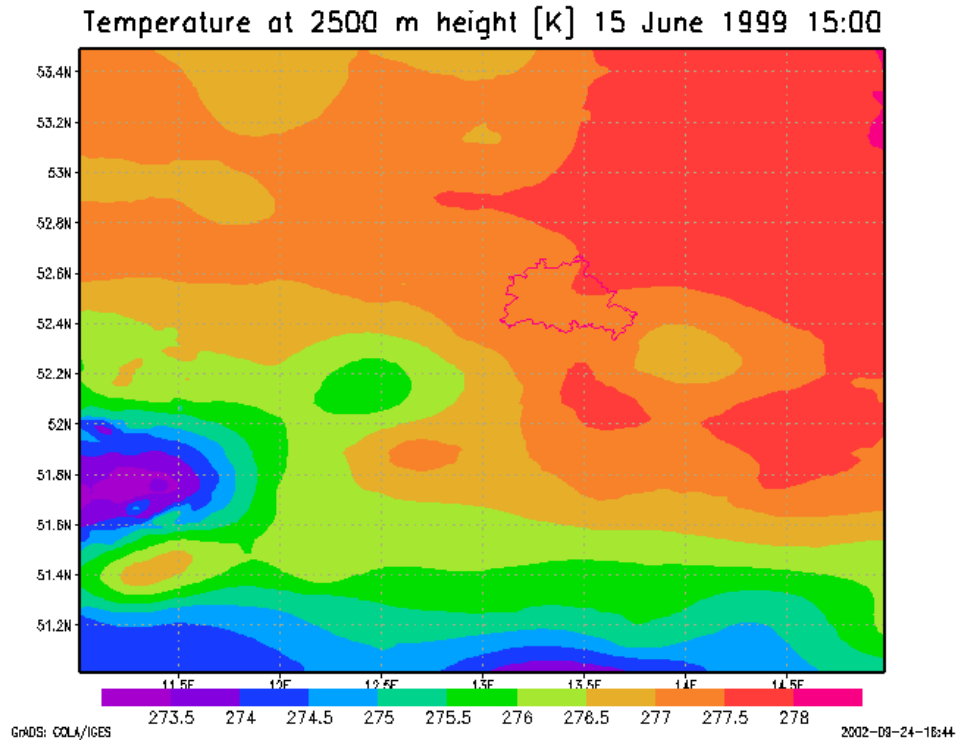


Abbildung 13 Temperaturfeld [K] auf 2500 m über Grund am 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC.

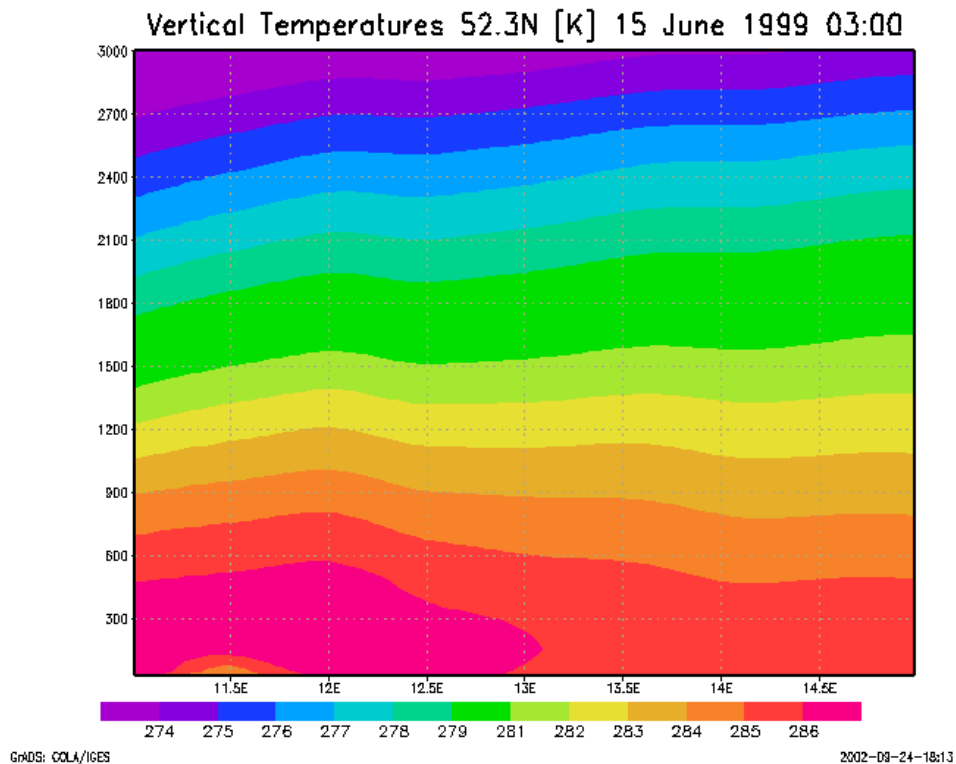


Abbildung 14 Vertikalschnitt in 52.3 Nord (Berlin) des Temperaturfeldes [K] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

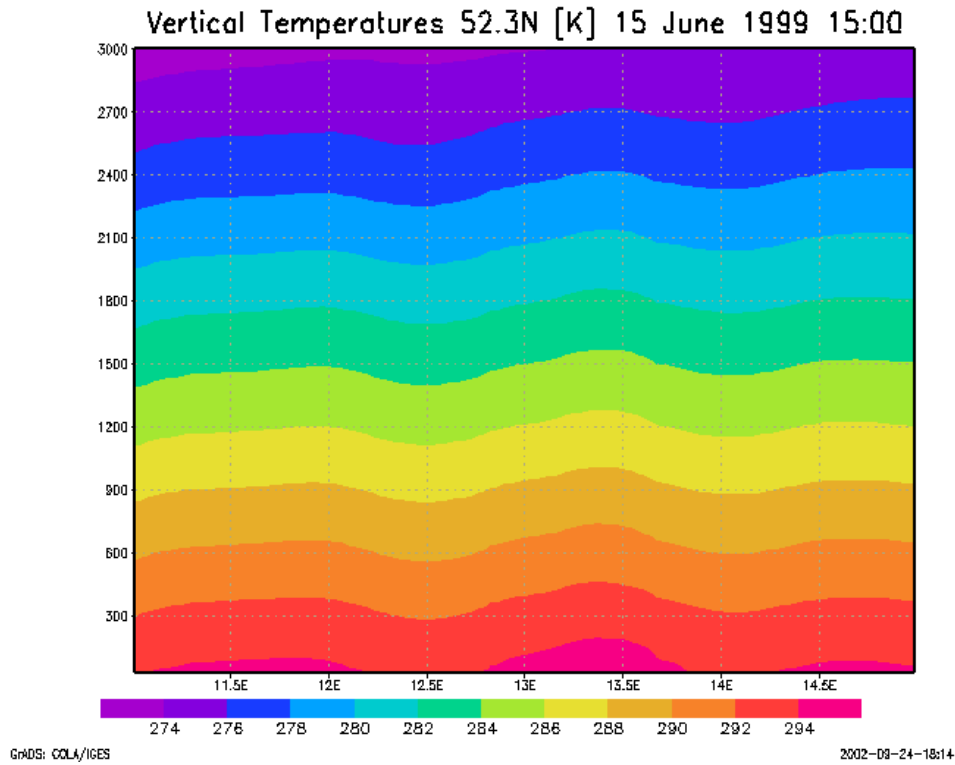


Abbildung 15 Vertikalschnitt in 52.3 Nord (Berlin) des Temperaturfeldes [K] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

Temperatures Curve 52.3 N 13.2 O [K] 15 June 1999 03:00

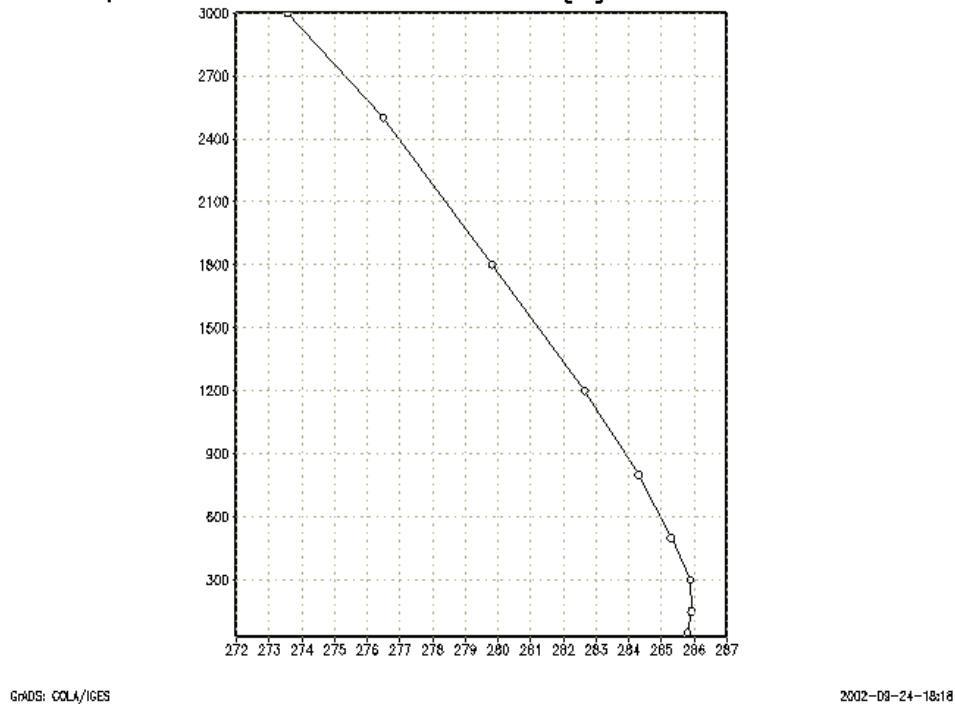
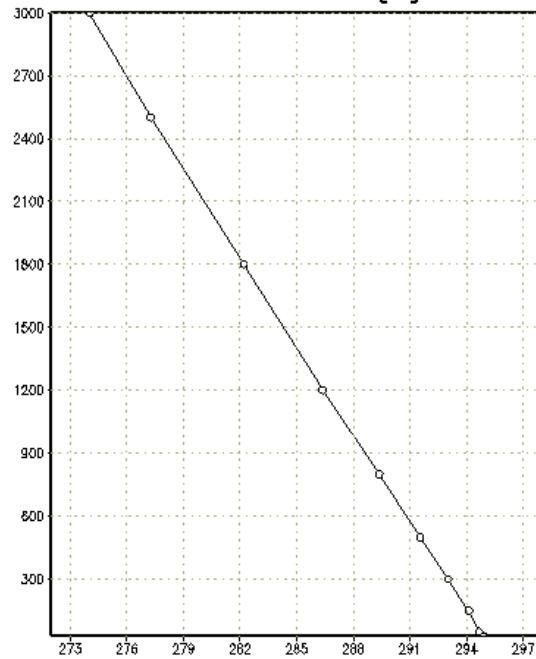


Abbildung 16 Temperaturprofil [K] in 52.3 Nord und 13.2 Ost (Berlin) am 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

Temperatures Curve 52.3 N 13.2 O [K] 15 June 1999 15:00

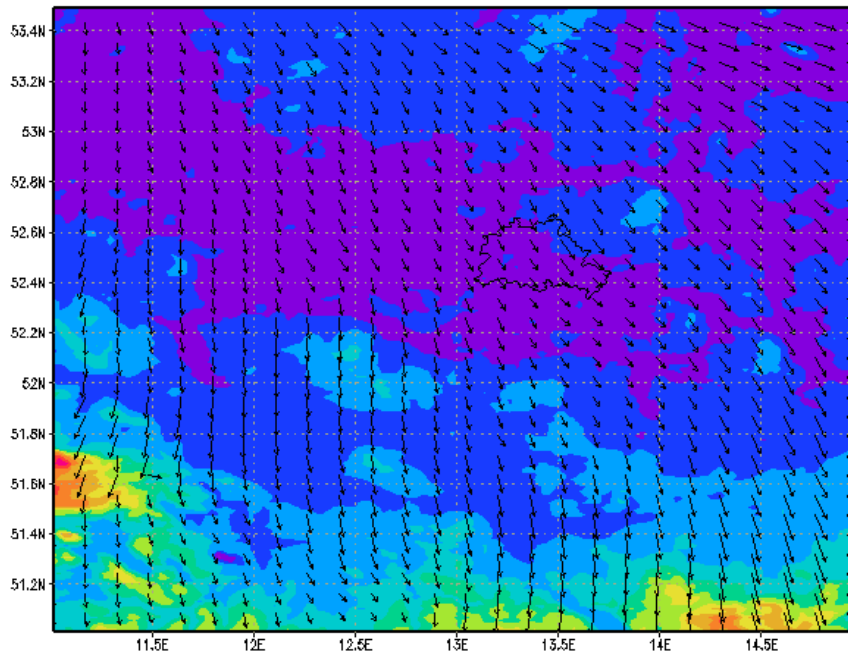


GRADS: COLA/IGES

2002-09-24-18:17

Abbildung 17 Temperaturprofil [K] in 52.3 Nord und 13.2 Ost (Berlin) am 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

Windfield at surface [m/s] 15 June 1999 03:00



GRADS: COLA/IGES

2002-09-24-17:20

Abbildung 18 Windfeld [m/s] am Boden vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

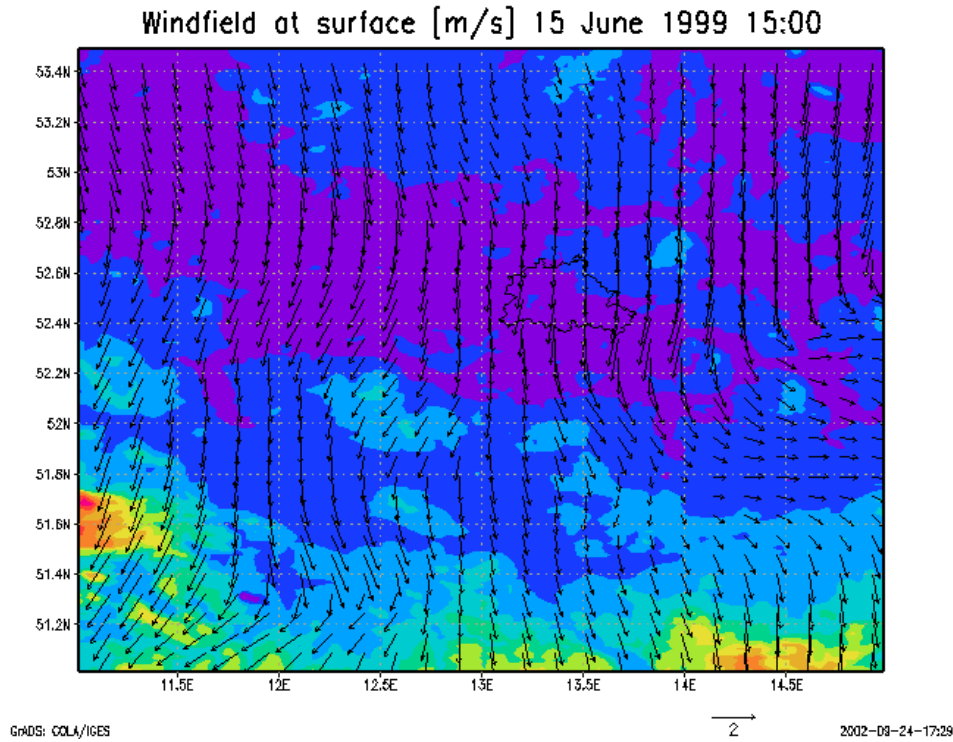


Abbildung 19 Windfeld [m/s] am Boden vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

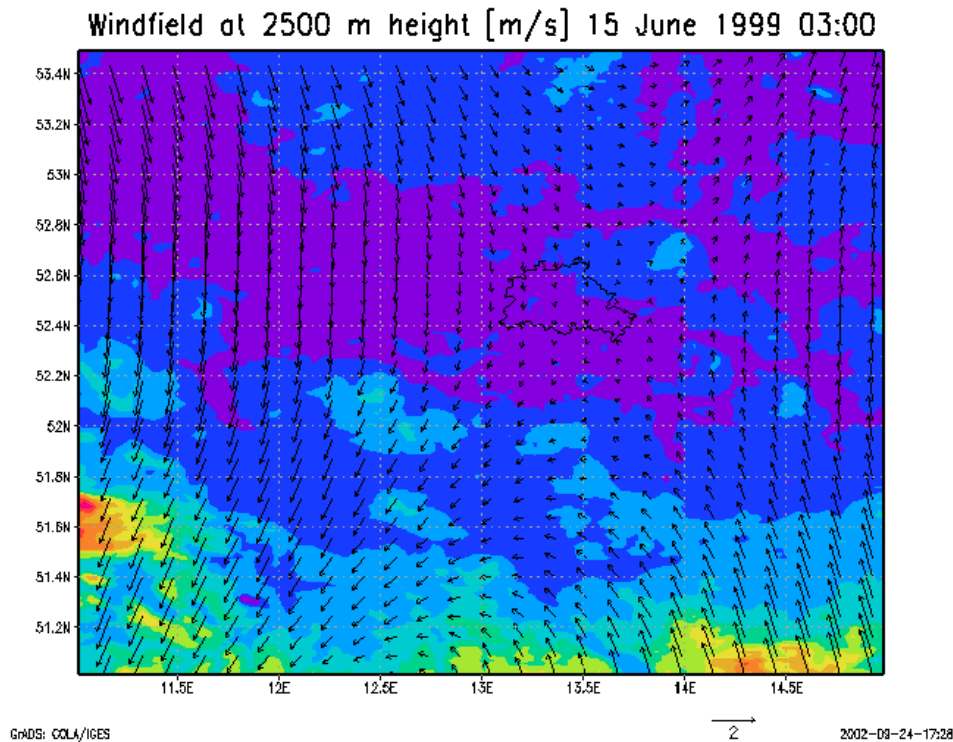


Abbildung 20 Windfeld [m/s] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

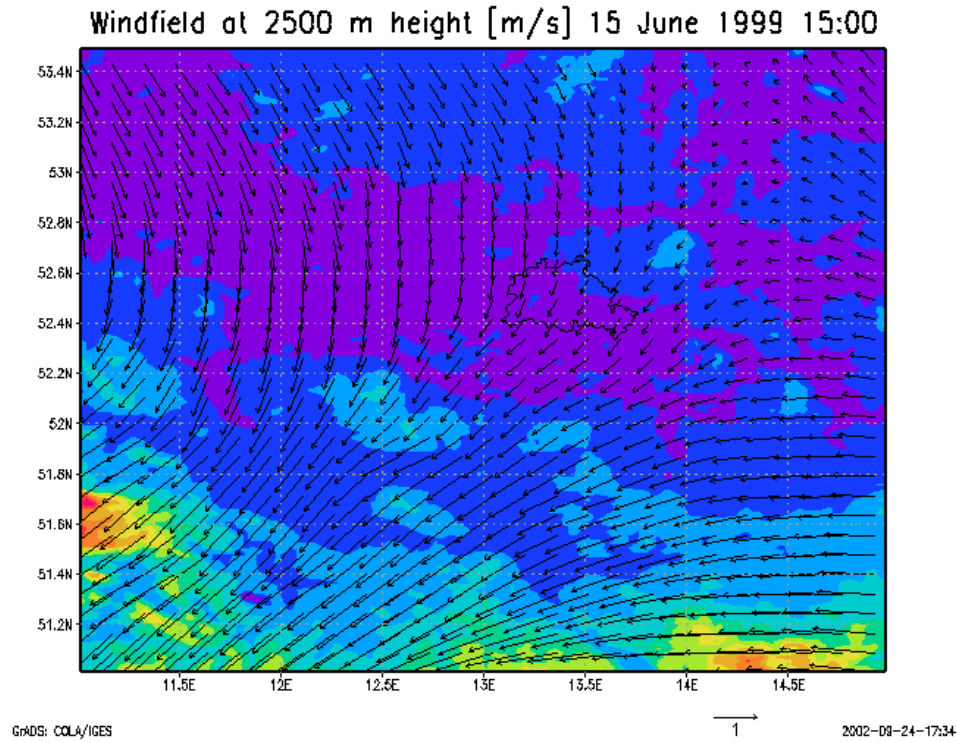


Abbildung 21 Windfeld [m/s] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

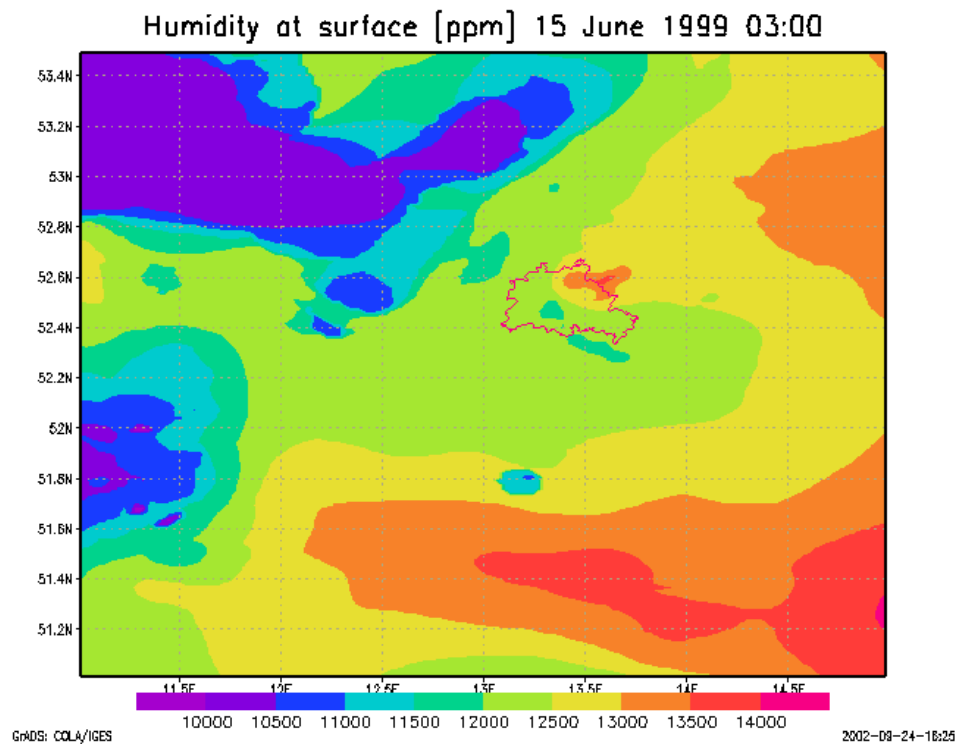


Abbildung 22 Feuchtfeld [ppm] am Boden vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

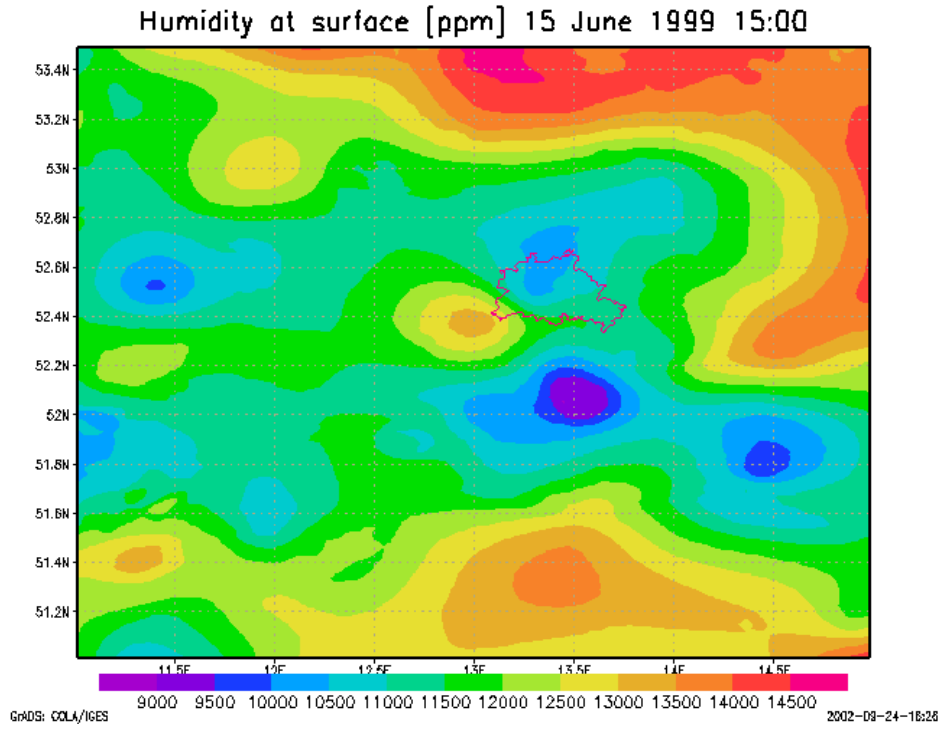


Abbildung 23 Feuchtfeld [ppm] am Boden vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

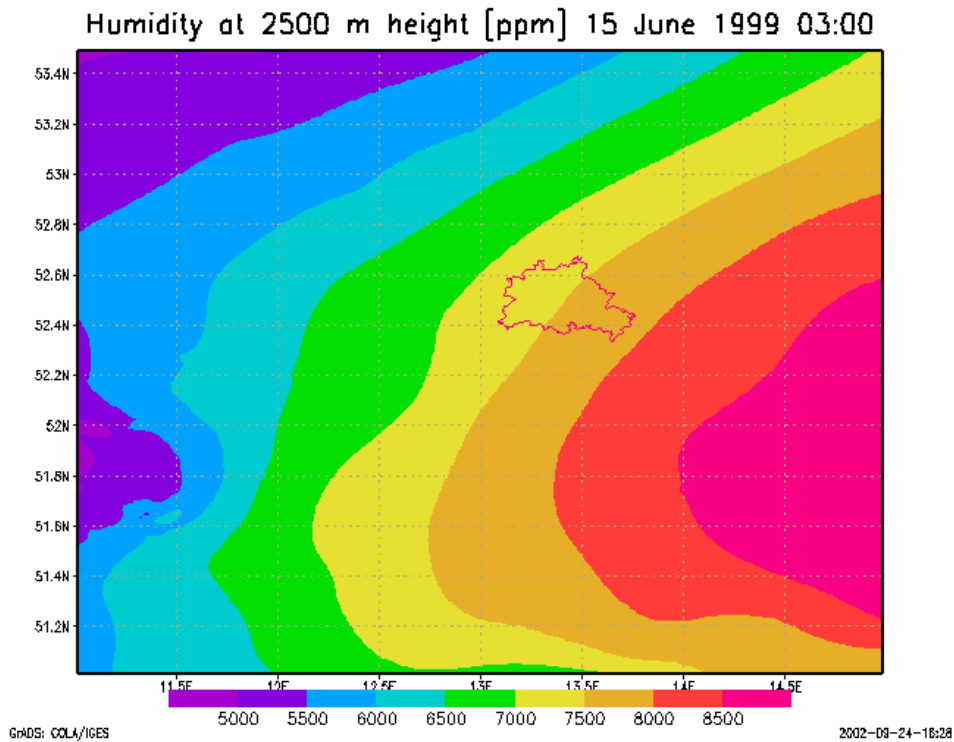


Abbildung 24 Feuchtfeld [ppm] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

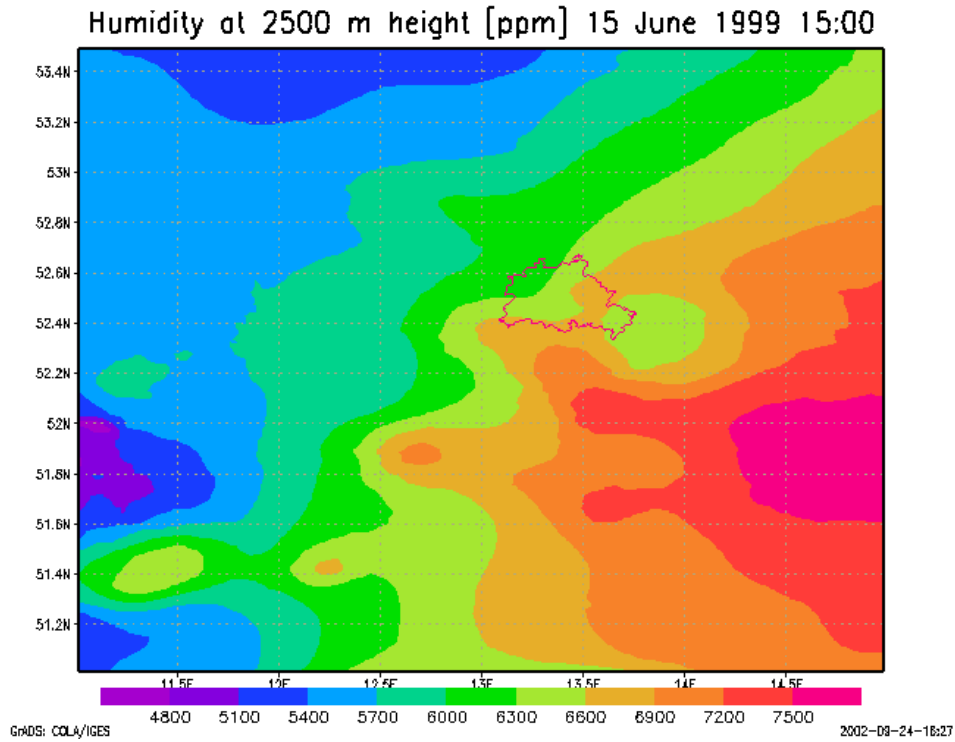


Abbildung 25 Feuchtfeld [ppm] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

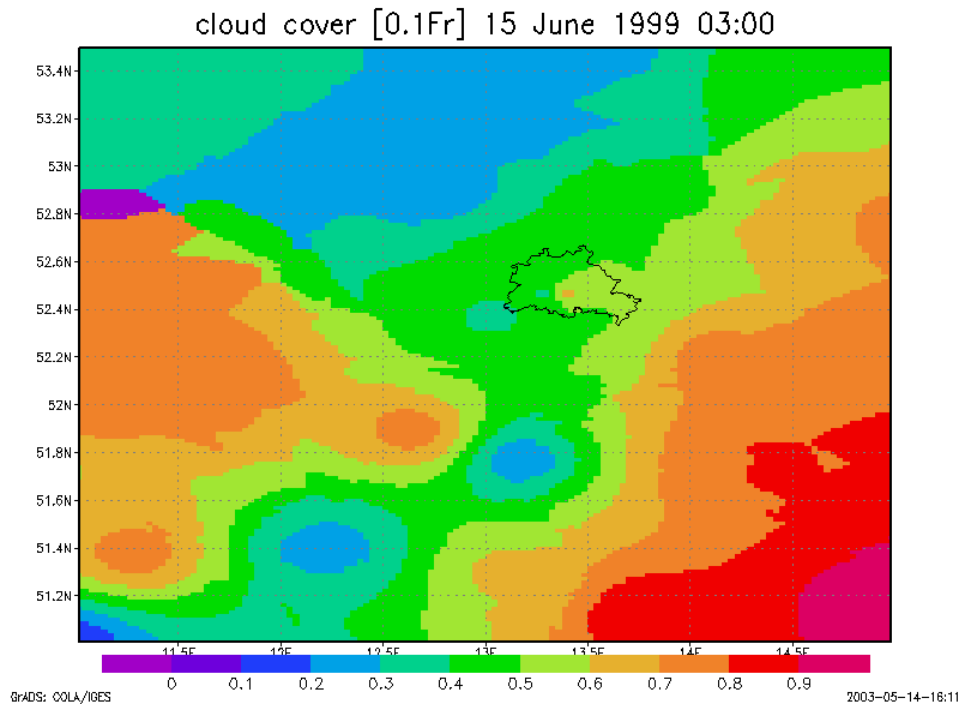


Abbildung 26 Bewölkung [Fraktion] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

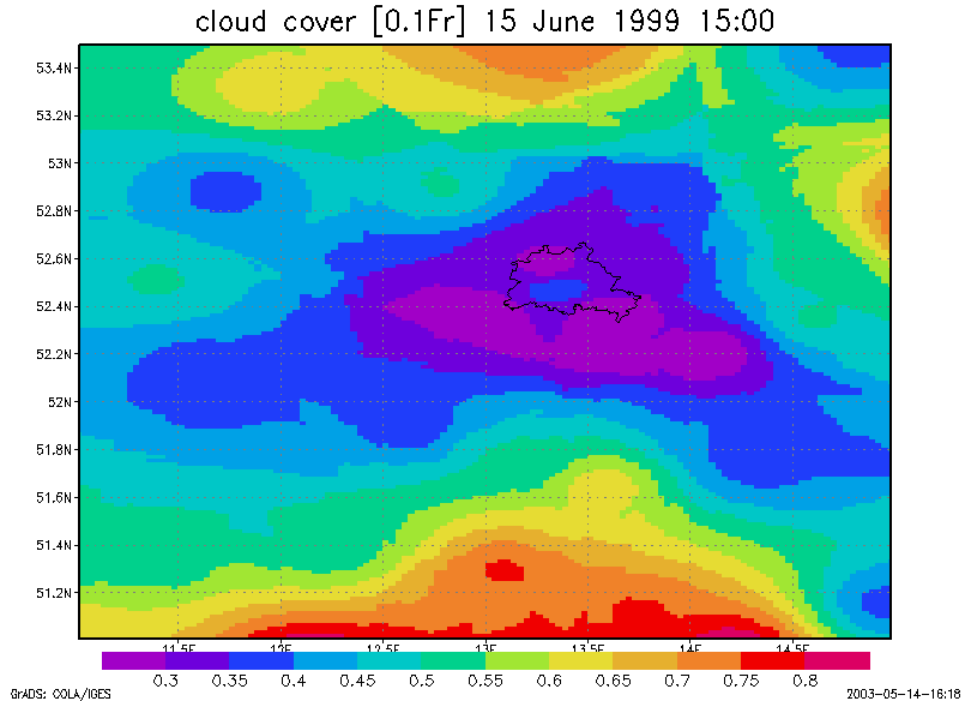


Abbildung 27 Bewölkung [Fraktion] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

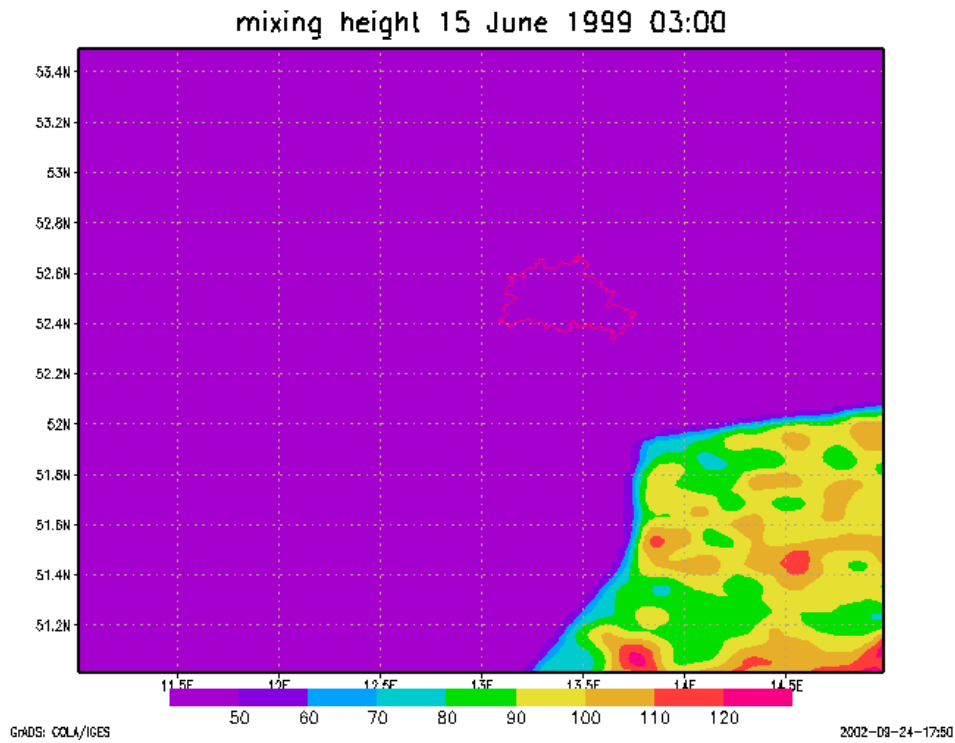


Abbildung 28 Mischungshöhe vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

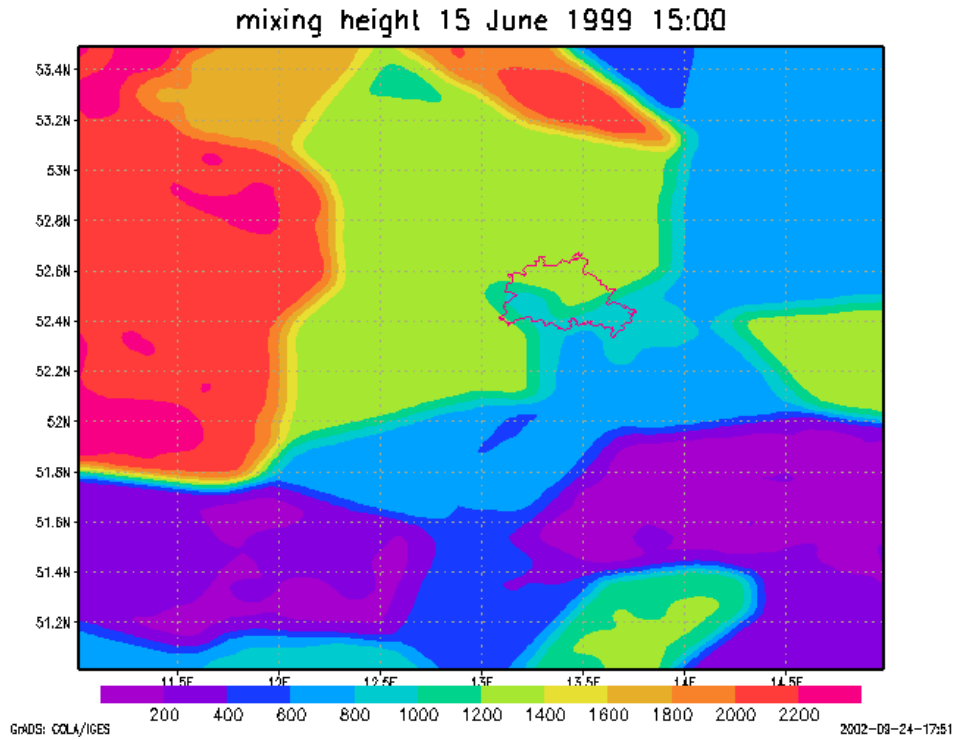


Abbildung 29 Mischungshöhe vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

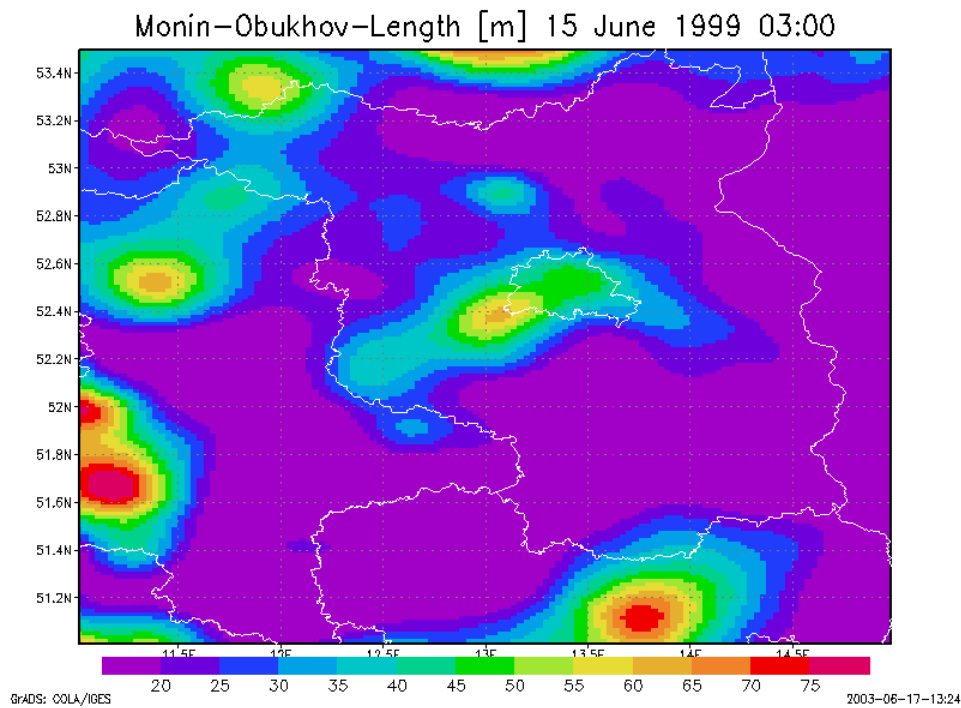


Abbildung 30 Monin-Obukhov Länge [m] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

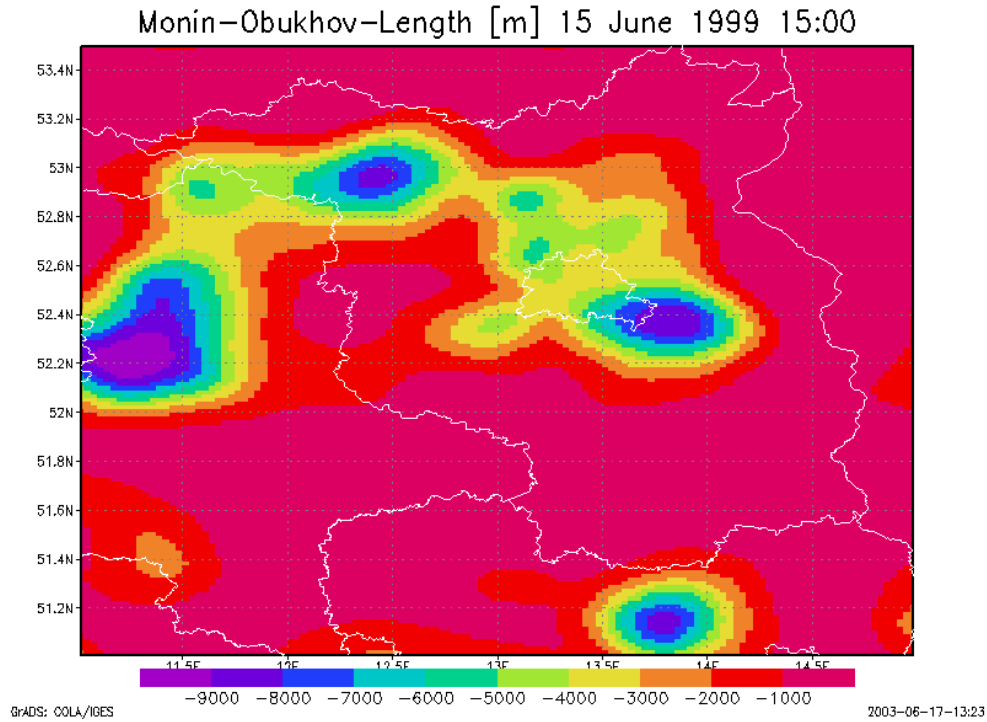


Abbildung 31 Monin-Obukhov Länge [m] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

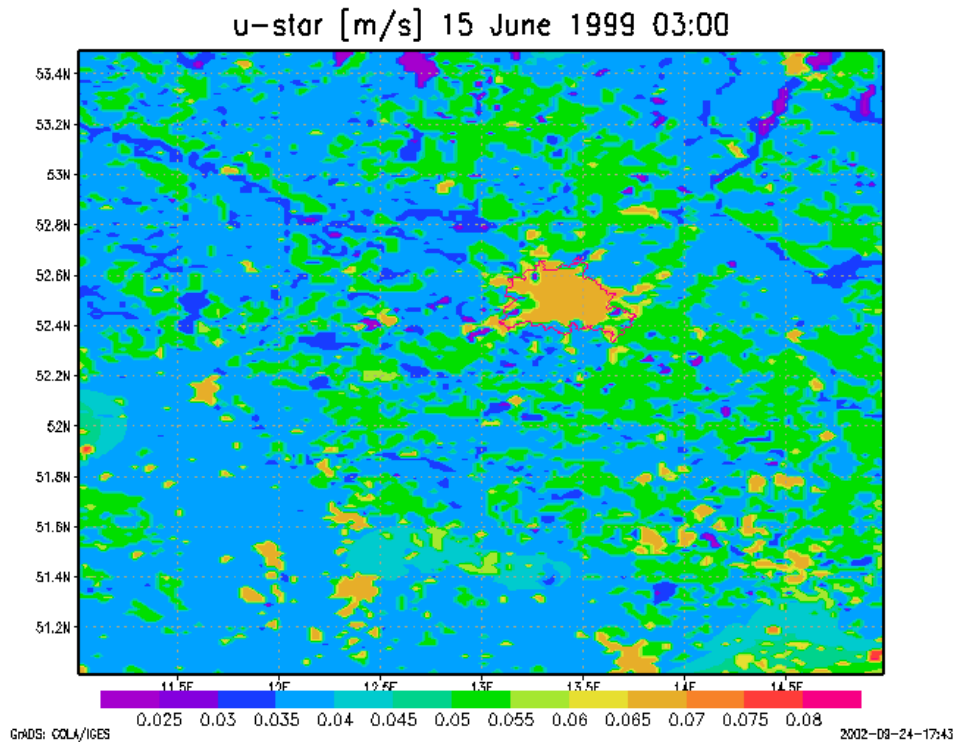


Abbildung 32 Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC

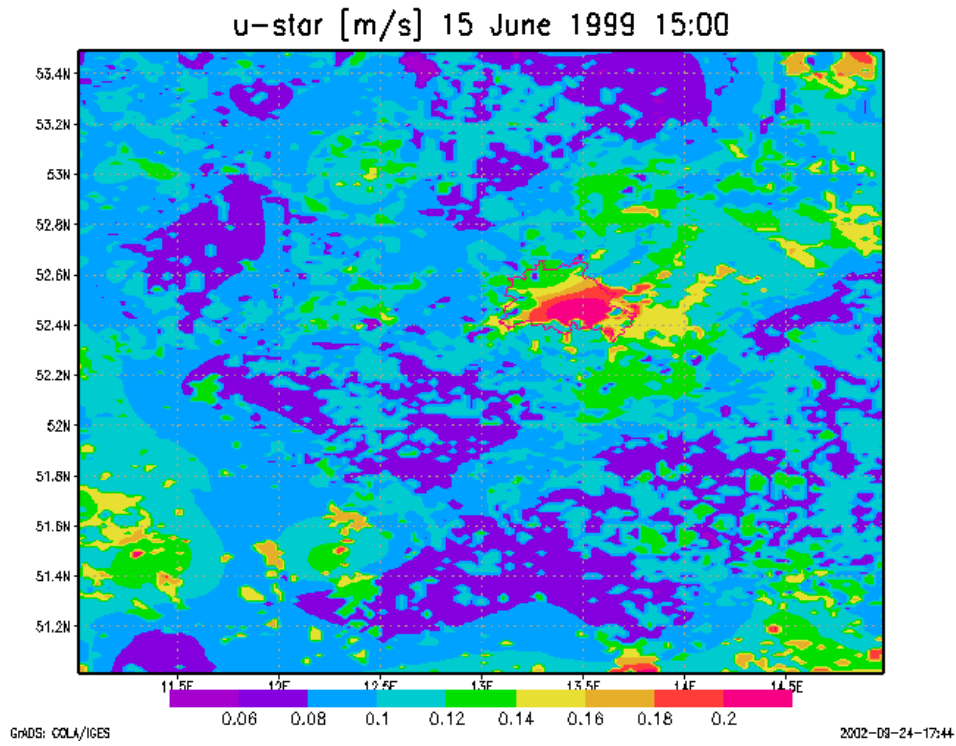


Abbildung 33 Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC

6. Zusammenfassung

Ein meteorologisches Aufbereitungsmodell wurde für die kleinräumige Anwendung von REM/CALGRID erstellt. Dabei wurde besonderen Wert auf die Anwendbarkeit auf Langfristberechnungen des chemischen Transportmodells gelegt. Deshalb wurde beschlossen, das sich schon in der großräumigen Anwendung bewährte Modell TRAMPER (Tropospheric Realtime Applied Procedures for Environmental Research, Reimer und Scherer, 1992) für hoch aufgelöste Modellgebiete auszuweiten. Dafür wurden Teile des amerikanischen meteorologischen Treibers CALMET (Scire et al., 1990) herangezogen, die die Umströmung von Hindernissen, wie beispielsweise Hügel, und Massenkonsistenzkriterien in hoch aufgelöster Orographie berücksichtigen. Da die großräumigen Analysen als Eingangsfelder für das kleinräumige Gebiet dienen, wird weiters die Kontinuität der Felder auf verschiedenen Skalen garantiert. Außerdem erspart dieses Verfahren die separate Anwendung eines meteorologischen Vorschaltmodells, da die lokale Anpassung direkt in das Ablaufschema der großräumigen Analyse eingebettet ist.

Die großräumige Analyse wird diagnostisch über Mitteleuropa erstellt. Dabei wird eine statistische Interpolation basierend auf dem Prinzip der „Optimum Interpolation“ auf beobachtete und abgeleitete Feldgrößen auf isentropen Flächen angewandt und physikalisch mittels Variationsrechnung abgeglichen. Durch die Wahl des isentropen Koordinatensystems auf der synoptischen Skala wird eine hohe vertikale Auflösung erreicht, die thermische Strukturen wie zum Beispiel Inversionen und lokale Stabilitätsschichtungen besser wiedergibt. In der kleinräumigen Analyse, die hingegen auf bodenbezogenen Höhenflächen vollzogen wird, werden orographische Effekte berücksichtigt, was sowohl über verbesserte, hoch aufgelöste Topographie- und Landnutzungsdaten, als auch über weitere nicht standardmäßig übertragene meteorologische Meldungen erreicht wird. Diese verfeinerte Analyse beschreibt kleinräumige Phänomene, die gegenüber einer prognostischen Modellierung eine bessere Verbindung mit Immissionsmessungen erlaubt.

Das diagnostische Strömungsmodul arbeitet in zwei Schritten. Zum einen werden mittlere Windfelder in der Modellregion erzeugt und thermodynamisch und topographisch abgeglichen. Im zweiten Schritt werden Stationsdaten mit räumlich begrenzter Wichtung in das Grundfeld integriert und über Massenbilanzkriterien sowohl horizontal als auch vertikal physikalisch adaptiert.

Zur Beschreibung der planetaren Grenzschicht werden sowohl im großräumigen, als auch im kleinräumigen Analysegebiet vereinfachte eindimensionale Grenzschichtmodelle verwendet, die unterschiedliche Parametrisierungsannahmen über Land und über Wasser benutzen. Die tageszeitabhängige Entwicklung der Mischungsschicht und der dazugehörigen Entrainment-Prozesse werden über die Berechnung der Grenzschichtparameter Monin-Obukhov-Länge, Schubspannungsgeschwindigkeit, konvektive Geschwindigkeit und sensibler Wärmefluss am Boden bestimmt.

Die folgenden meteorologischen Variablen wurden für das Bezugsjahr 1999 in einer externen Datenbasis dem chemischen Transportmodell REM/CALGRID übergeben:

Windkomponenten [m/s], Temperatur [K], Feuchte [ppm] und Luftdichte [kg/m^3] auf 10 Schichten, Monin-Obukhov-Länge [m], Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s], Niederschlag [mm/h], Bodenwind [m/s], Bodentemperatur [K], Bedeckung [1/10] und Mischungshöhe [m] als zweidimensionale Felder. Die Zeitschritte sind entweder 3-stündig (0 Uhr, 3 Uhr, 6 Uhr, 9 Uhr, 12 Uhr, 15 Uhr, 18 Uhr, 21 Uhr) oder 1-stündig.

7. Literatur

Briggs, G. A. (1981)

Canopy effects on predicted drainage flow characteristics and comparison with observations. Proceedings, Fifth AMS Symposium on Turbulence and Diffusion, American Meteorological Society, Boston, MA

Ferg, Stephen (1992)

5113 N. 8th Road, Arlington, VA 22205-1201
Voice (703) 525-2241 CompuServe 73377,1157

Hanna S.R. und Paine R.J. (1989)

Hybrid Plume Dispersion Model (HPDM) Development and Evaluation.
J. of Appl. Met., Vol.28, pp. 206-224

Horst, T.W. and J.C. Doran (1986)

Nocturnal drainage flow on simple slopes.
Bound. Layer Meteor., Vol. 34, pp. 263-286

Mahrt, L. (1982)

Momentum balance of gravity flows.
J. of Atmos. Sci., Vol. 39, pp. 2701-2711

Reimer E. und Scherer B. (1992)

An operational meteorological diagnostic system for regional air pollution analysis and long-term modelling. Air Poll. Modelling and its Applications IX. Plenum Press

Scire J., Iinsley E.M., Yamartino R. (1990)

Model formulation and user's guide for the CALMET meteorological model.
Sigma Research Corp., Concorde, MA., USA.

Stern, R. (2003). Entwicklung und Anwendung des chemischen Transportmodells REM/CALGRID. Abschlussbericht zum Forschungs- und Entwicklungsvorhaben 298 41 252 des Umweltbundesamts „Modellierung und Prüfung von Strategien zur Verminderung der Belastung durch Ozon“.

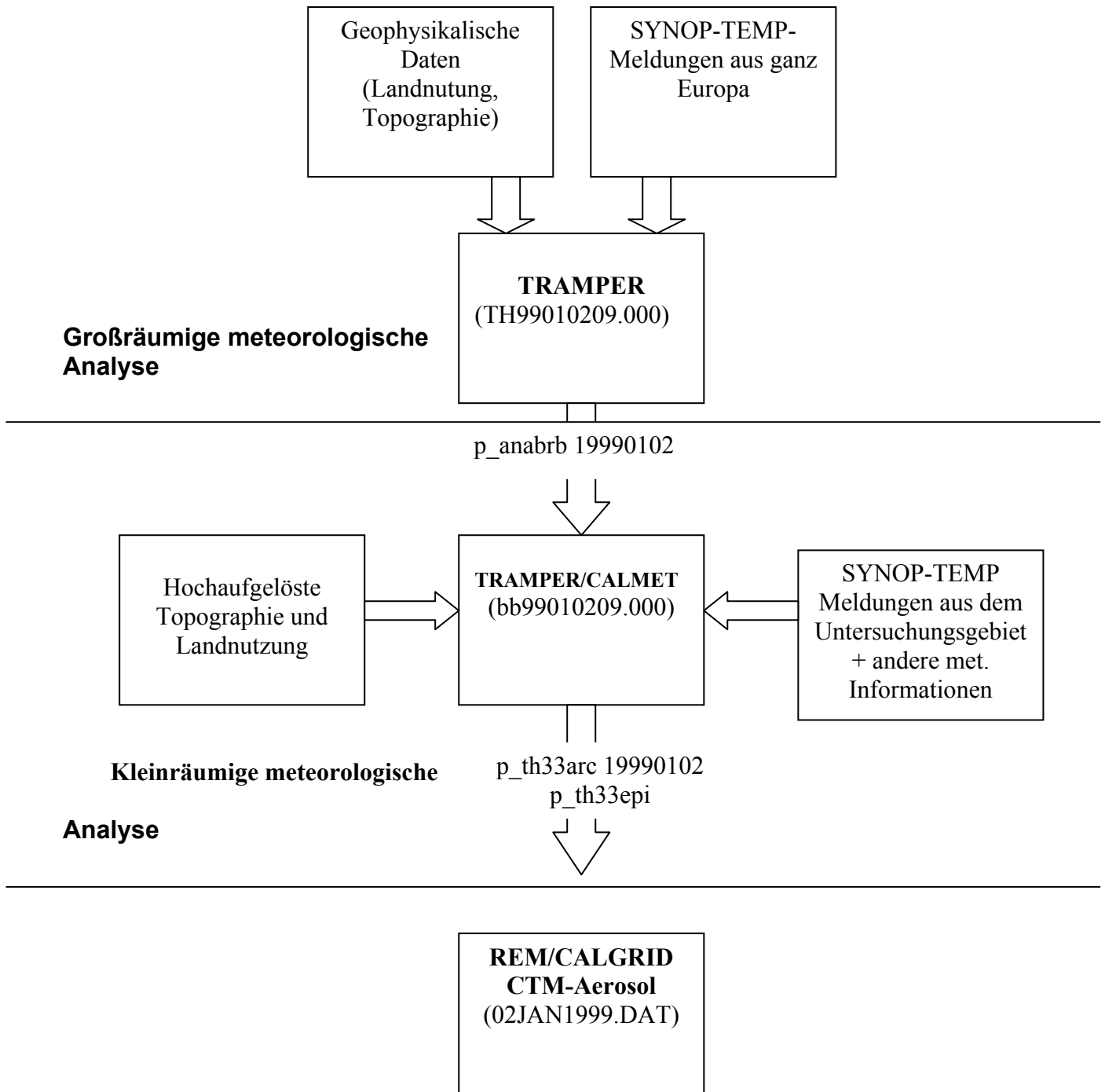
Van Ulden A.P. und Holtslag A.A.M. (1985)

Estimation of Atmospheric Boundary Layer Parameters for Diffusion Applications.
J. Climate and Appl. Meteor., Vol.24, No.11, pp. 1196-1207.

7. ABBILDUNGSVERZEICHNIS:

Abbildung 1 Untersuchungsgebiet und die Lage im europaweiten Gitter.	2 -
Abbildung 2 Berlin-Brandenburg Topographie im REM/CALGRID Rechengebiet	3 -
Abbildung 3: Vorwiegender Landnutzung; Rechengebiet im Ausschnitt	4 -
Abbildung 4: Rauigkeitslänge im Berlin-Brandenburg Rechengebiet	4 -
Abbildung 5: Albedo im Berlin-Brandenburg Rechengebiet	5 -
Abbildung 6: Verhältnis zwischen sensiblen und latenten Wärmefluss	5 -
Abbildung 7: Leaf Area Index im Berlin-Brandenburg Rechengebiet	6 -
Abbildung 8: Bodenwärmefluss im Berlin-Brandenburg Rechengebiet	6 -
Abbildung 9: SYNOP Boden- und Höhenstationen im Analysegebiet	7 -
Abbildung 10 Temperaturfeld [K] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	19 -
Abbildung 11 Temperaturfeld [K] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	20 -
Abbildung 12 Temperaturfeld [K] auf 2500 m über Grund am 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	20 -
Abbildung 13 Temperaturfeld [K] auf 2500 m über Grund am 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	21 -
Abbildung 14 Vertikalschnitt in 52.3 Nord des Temperaturfeldes, 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	21 -
Abbildung 15 Vertikalschnitt in 52.3 Nord des Temperaturfeldes, 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	22 -
Abbildung 16 Temperaturprofil [K] in 52.3 Nord und 13.2 Ost am 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	22 -
Abbildung 17 Temperaturprofil [K] in 52.3 Nord und 13.2 Ost am 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	23 -
Abbildung 18 Windfeld [m/s] am Boden vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	23 -
Abbildung 19 Windfeld [m/s] am Boden vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	24 -
Abbildung 20 Windfeld [m/s] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	24 -
Abbildung 21 Windfeld [m/s] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	25 -
Abbildung 22 Feuchtefeld [ppm] am Boden vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	25 -
Abbildung 23 Feuchtefeld [ppm] am Boden vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	26 -
Abbildung 24 Feuchtefeld [ppm] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	26 -
Abbildung 25 Feuchtefeld [ppm] auf 2500 m über Grund vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	27 -
Abbildung 26 Bewölkung [Fraktion] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	27 -
Abbildung 27 Bewölkung [Fraktion] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	28 -
Abbildung 28 Mischungshöhe vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	28 -
Abbildung 29 Mischungshöhe vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	29 -
Abbildung 30 Monin-Obukhov Länge [m] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	29 -
Abbildung 31 Monin-Obukhov Länge [m] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	30 -
Abbildung 32 Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s] vom 15. Juni 1999, 3 Uhr UTC	30 -
Abbildung 33 Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s] vom 15. Juni 1999, 15 Uhr UTC	31 -

8. Technischer Ablauf



Das Aufbereitungssystem lässt sich auf Windows-Rechnern über Steuerprogramme, so genannte „batch-Dateien“, über beliebige Zeiträume bedienen.

Dabei ist Voraussetzung, dass die großräumigen Analysefelder auf den potentiellen Temperaturflächen bereits erzeugt und zugänglich sind.

Die Batch-Datei **p_anabrb.bat** ist eine Windows-Batch-Datei, die aus den großräumigen meteorologischen Feldern über das ausführbare FORTRAN-Programm **m_anabrb.exe** die atmosphärischen Variablen auf das Berlin-Brandenburg-Gebiet begrenzt und sie dort auf die feinmaschigen Gitterpunkte interpoliert. Grundsätzlich ist jedes andere Areal auch analysierbar, es müssen dafür jedoch Topographie und Landnutzungsdateien für das gewünschte Gebiet bereitgestellt werden. Dies wurde beispielsweise für ein Gebiet im orographisch interessanten Land Hessen bereits erfolgreich durchgeführt. Zur weiteren Beschreibung begrenzen wir uns hier jedoch auf das für die Berlin-Brandenburg-Rechnung benutzte Gebiet. Mit Hilfe des Programms **fdate.exe** (Ferg, 1992) kann der Zeitraum der Auswertung bestimmt werden. Dieses Programm muss installiert sein. Sowohl Ausgangsdateien aus der großräumigen Analyse als auch Resultatsdateien zur Weiterverarbeitung mit den um die CALMET-Routinen erweiterten Programme verfolgen bei der Namensgebung eine bestimmte Ordnung: Zum Beispiel: Ausgangsdateinamen: th99010209.000: Schlüssel: th steht für potentielle Temperaturflächen auf dem großräumigen Anwendungsgebiet; die darauf folgende Zahlensequenz gibt Aufschluss auf den behandelten Zeittermin (2. Januar 1999; 9:00 Uhr)

Dateinamen: bb99010209.000, wobei bb für Berlin-Brandenburg steht.

Die Größe der interpolierten Zwischendateien liegt bei circa sechs Megabyte pro dreistündigen Termin.

Die Batch-Datei **p_th33arc.bat** ist eine weitere Windows-Batch Datei, die wiederum über das Windows-Programm **fdate.exe** als Eingabe das Datum des Starttermins der kleinräumigen Analyse steuert und bis an das Ende der Analyseperiode leitet. Dabei ist zu beachten, dass pro Tag 8 Zwischendateien vorhanden sein müssen, die von der großräumigen Analyse kommen; Die Batch-Datei ruft eine zweite Batch-Datei auf: **p_th33epi.bat**. Über dieses Skript wird **th2zz.exe** aufgerufen, das die auf den potentiellen Temperaturflächen liegenden meteorologischen Felder auf „terrain-following“-Höhenflächen umwandelt. Weiters werden in diesem Programm die im Bericht beschriebenen Adaptationsverfahren durchgeführt, die die Windfelder der Topographie anpassen.

Optional können hier pro Tag entsprechend den Eingangsdaten 3-stündige oder interpolierte 1-stündige Dateien erzeugt werden: zum Beispiel 02JAN1999.DAT. Diese Dateien werden sequentiell im binären big_endian-Format abgespeichert. Die Werte entsprechen dabei einer 5-dimensionale Matrix. Dabei ist zu beachten, dass der erste Matrixindex die geographische Länge beschreibt, der zweite die geographische Breite, der dritte gegebenenfalls die Vertikalfläche, der vierte die meteorologische Variable und der fünfte die Zeit.

Wie im Bericht bereits beschrieben, erstreckt sich das geographische Gebiet von 11° Ost bis nach 15° Ost und von 51° Nord bis 53.5° Nord bei einer West-Ost-Gitterbreite von 1/32 Grad (0.03125) und einer Süd-Nord-Gitterbreite von 1/64 Grad (0.015625). Dies entspricht 128 Gitterpunkten in West-Ost-Richtung und 160 Gitterpunkten in Süd-Nord-Richtung.

Die abgespeicherten 10 Höhenschichten liegen auf 25, 50, 150, 300, 500, 800 1200, 1800, 2500 und 3000 Metern über Grund;

Die folgenden meteorologischen Variablen werden erfasst:

Windkomponenten [m/s], Temperatur [K], Feuchte [ppm], Luftdichte [kg/m^3] auf 10 Schichten, Monin-Obukhov-Länge [m], Schubspannungsgeschwindigkeit [m/s], Niederschlag [mm/h], Bodenwind [m/s], Bodentemperatur [K], Bedeckung [1/10] und Mischungshöhe [m] als zweidimensionale Felder.

Die Zeitschritte sind entweder 3-stündig (0 Uhr, 3 Uhr, 6 Uhr, 9 Uhr, 12 Uhr, 15 Uhr, 18 Uhr, 21 Uhr) oder 1-stündig.

Das Programm m_ithto33 extrahiert die kleinmaschigen, aus der großräumigen Analyse extrapolierten und über optimaler Interpolation den Messwerten angepassten Felder. Im Hauptprogramm m_ithto33.for werden die Parameter zur Bestimmung des Rechengebiets festgelegt:

PARAMETER (MM=128,NN=160,LL=25)

Integer MM: Gitterpunktanzahl in Ost-West-Richtung (128)

Integer NN: Gitterpunktanzahl in Süd-Nord-Richtung (160)

Integer LL: Anzahl der isentropen Flächen (25 Niveaus sind Standard)

Das Programm erstellt eine Datei (t33.dat), in der binär die 25 Höhenflächen der extrahierten meteorologischen Felder temporär abgespeichert werden. Der Aufbau der Dateistruktur ist dabei der folgender:

Die Bodenfelder Druck, U-Komponente und V-Komponente des Bodenwindes, potenzielle Temperatur am Boden, Drucktendenz am Boden, Modelltopographiehöhe, auf Normalnull reduzierter Bodendruck und Relative Feuchte am Boden werden in den ersten Speicherplätzen an den 128x160 Gittermaschenmittelpunkten abgelegt.

Die folgende 24 * 128*160 zur Verfügung stehenden Speicherplätze werden dann vom Montgomery-Potenzial belegt, danach werden die U-Komponenten und die V-Komponenten des Windes auf den isentropen Flächen abgespeichert. Weiters wird der Druck auf den TH-Flächen sowie die relative Feuchte auf den verschiedenen Höhen gespeichert.

Ein eigenes Niveau ist den folgenden zwei-dimensionalen meteorologischen Feldern vorbehalten, die unter anderem bei Standard-Synop-Meldungen mitgeteilt werden oder aber zur Beschreibung der Grenzschicht dienen.

(1 – frei)

2 -- Wassertemperatur

3 -- nn/nl/nh ! Bedeckung unterschieden in niedere, mittlere und hohe Wolken

4 -- ww/w3/w6

5 -- cl/cm/ch

6 -- sichtweite

7 -- Niederschlag (+ Regen, - Schnee)

8 -- unreduzierter Druck an Modelltopographie

9 -- u-Komponente des Windes an Modelltopographie

10 -- v-Komponente des Windes an Modelltopographie

11 -- Potentielle Temperatur an Modelltopographie

12 -- Relative Feuchte an Modelltemperatur

13 -- Bodentemperatur

14 -- Modelltopographie

15 -- Bodenfeuchte

16 -- Inversionsunterseite

17 -- Inversionoberseite

18 -- Wolkenuntergrenze

19 -- Wolkenobergrenze

20 -- 0.55*Nettostrahlung

21 -- w-star ! Temperatur scale

22 -- u-star ! Schubspannungsgeschwindigkeit

- 23 -- Monin-Obukhov-Länge
- 24 -- Wärmestrom
- 25 -- Mischungshöhe mit Abgleich

Dabei steht eine eigene Routine zur Verfügung, die diese Felder über Angabe der Position in dem oben beschriebenen Datenkontainer schreibt beziehungsweise auch wieder liest:

```

SUBROUTINE WRITGR(NU,BUF,LE,N2,N1,N,NL)
C  NU integer file unit (die dem zu beschriebenen File zugeordnete Nummer)
C  BUF integer,dimension(:) (das zu schreibende Feld)
C  LE integer (Länge in bytes des zu schreibenden Feldes)
C  N2 integer Zeitschritt
C  N1 integer Höhenniveau (isentropie Fläche oder aber Sonderablagefläche)
C  N integer Ordnungszahl der zu schreibenden meteorologischen Variablen
C  NL integer dummy argument
INTEGER*4 BUF(1)
COMMON/GRFILE/ L(10),L1(10),L2(10)
NBASE=0
NLOOP=MAX0(N,NL)
DO 1 LOOP=N,NLOOP
LB=((N2-1)*L2(NU)+N1-1)*L1(NU)+LOOP
WRITE(NU,REC=LB) (BUF(I+NBASE),I=1,LE)
1 NBASE=NBASE+L(NU)
RETURN

ENTRY READGR(NU,BUF,LE,N2,N1,N,NL)
NBASE=0
NLOOP=MAX0(N,NL)
DO 2 LOOP=N,NLOOP
LB=((N2-1)*L2(NU)+N1-1)*L1(NU)+LOOP
READ(NU,REC=LB) (BUF(I+NBASE),I=1,LE)
2 NBASE=NBASE+L(NU)
RETURN
END
    
```

Weiters wird in diesem Arbeitsschritt ein temporärer File fort.77 erzeugt, in dem die vom Zeitschritt abhängigen Temperaturabstände der isentropen Flächen abgespeichert werden.

Diese zwei Dateien (t33.dat und fort.77) sind notwendig, da sie im nächsten Abschnitt des meteorologischen Aufbereitungsmodells eingelesen werden müssen. Dieser Arbeitsteil wird über die batch-Datei p_th33epi.bat, wie oben bereits erwähnt, gesteuert.

Das Hauptprogramm th2zz.f90 liest dabei die isentropen Flächendefinitionen (fort.77) und die für das chemische Transport-Modell REM/CALGRID wichtigen meteorologischen Felder aus t33.dat ein.

Wiederum wird anfangs das Rechengebiet über Parameter definiert:

```

integer,parameter::nx = 128,&      ! ost-west gitterpunkte-anzahl
                      ny = 160,&    ! nord-sued gitterpunkte-anzahl
                      nzth = 25,&   ! vertikale th-flachen-anzahl
                      nzz = 11,&    ! verticale calgrid-flachen-anzahl
    
```

```
          ic = 9           ! 9 termine pro tag
real,parameter:: xpoli = 15.,&      ! nord-ost eckpunkt breite
          ypoli = 53.5,&          ! nord-ost eckpunkt laenge
          delx = 1./32.,&        ! ost-west gitteraufloesung
          dely = 1./64.         ! nord-sued gitteraufloesung
```

Weiters ist zu beachten, dass hier auch die Einlesedatei angeführt, beziehungsweise der Ablageort angegeben werden muss:

```
character*(*),parameter::&
  lfile = '..\datencal\t33.dat'
```

Die einzulesenden Felder werden in den folgenden Matrices zwischengespeichert:

```
real,dimension(nzth)::HTLIST,HTINT !vert. höhenmittelpunkte, höhenobergrenzen
real,dimension(nzth,ic)::theta    ! 25 levels * 9 stunden pro tag th-niveaus
real,dimension(nx,ny)::topo       ! topographie
real,dimension(nx,ny)::height     ! höhe in readgr(3,ar3,length,nt,6,1,1)
real,dimension(nx,ny,nzth)::montg ! montgomery potential auf th-flaechen
real,dimension(nx,ny,nzth)::press ! druck auf th-flaechen
real,dimension(nx,ny)::press_nn   ! unreduzierter druck an modelltopographie
real,dimension(nx,ny)::press_surf ! bodendruck
real,dimension(nx,ny)::th_mt      ! potent. temperatur an modelltopographie
real,dimension(nx,ny)::th_surf    ! surface-potential-temperature
```

```
real,dimension(nzth)::w1          ! zwischenspeicher fuer die zellen-hoehen
```

```
real,dimension(nx,ny,nzth)::thfeucht ! feuchte auf th-flaechen
real,dimension(nx,ny,nzth)::thuwind,thvwind ! wind auf th-flaeche
real,dimension(nx,ny,nzth)::thtemp    ! temperature auf th-flaeche
real,dimension(nx,ny,nzth)::thdichte  ! dichte auf th-flaeche
real,dimension(nx,ny,nzz)::mpress     ! zz-interpolierter druck^pk
real,dimension(nx,ny,nzz,ic)::mfeucht ! zz-interpolierte feuchte
real,dimension(nx,ny,nzz,ic)::umwind,vmwind ! zz-interpolierter wind
real,dimension(nx,ny,nzz,ic)::mtemp   ! zz-interpolierte temperatur
real,dimension(nx,ny,nzz,ic)::mdichte  ! zz-interpolierte dichte
real,dimension(nx,ny,ic)::obukov,ustar,nied
real,dimension(nx,ny,ic)::bwind,btemp,bedeckun,mixhoe ! 1-D met-felder
```

Nunmehr wird über das vertikale, sich auf die Druckflächen stützende Interpolationsverfahren die Wichtung bestimmt, mit der die meteorologischen Felder von den isentropen Niveaus auf die Höhenflächen umgewandelt werden.

```
! hsurf ist die zu interpolierende z-flaeche
  hsurf = ( height(i,j) + 100.*htlist(lzz-1) ) * g
  ls_up = 0
  ls_down = 0
! Bestimmung der für die Interpolation benützten th-flaechen:
! eine drueber, eine drunter
  loop_th_niveaus1: do lv = nzth,2,-1
    w1(lv) = montg(i,j,lv) - cp*theta(lv,nt)*press(i,j,lv)
    if( hsurf > w1(lv) .and. ls_up == 0) then
```

```
        ls_up = lv + 1
      endif
    enddo loop_th_niveaus1
```

wobei $CP = 1.004E+7$ ist.

Die relative Feuchte wird zum Beispiel dann wie folgt bestimmt:

$$mfeucht(i,j,lzz,nt) = thfeucht(i,j,ls_up) - (thfeucht(i,j,ls_up) - thfeucht(i,j,ls_down)) * \&$$
$$(w1(ls_up) - hsurf) / (w1(ls_up) - w1(ls_down))$$

Die so auf den Z-Flächen erzeugten meteorologischen Felder werden dann für das REM/CALGRID notwendige Format über die folgenden Routine geschrieben:

```
subroutine wrtgrdsmet(umwind,vmwind,mtemp,mfeucht,mdichte,obukov,
+   ustar,nied,bwind,btemp,bedeckun,mixhoe,iix,jjx,LET,ic)
  real mfeucht(iix,jjx,LET,ic),mdichte(iix,jjx,LET,ic)
  real obukov(iix,jjx,ic),ustar(iix,jjx,ic),nied(iix,jjx,ic)
  real bwind(iix,jjx,ic),btemp(iix,jjx,ic),bedeckun(iix,jjx,ic)
  real umwind(iix,jjx,LET,ic),vmwind(iix,jjx,LET,ic)
  real mtemp(iix,jjx,LET,ic)
  real mixhoe(iix,jjx,ic)
```