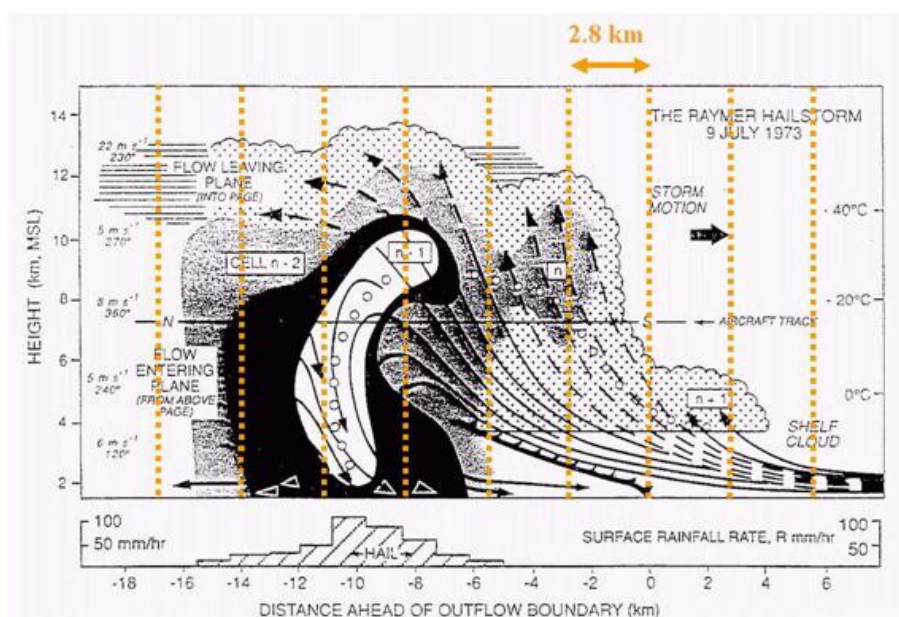

Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kürzestfrist LMK und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD

M. Baldauf, J. Förstner, S. Klink, T. Reinhardt,
C. Schraff, A. Seifert und K. Stephan



Stand: 16. 08. 2006

Deutscher Wetterdienst
Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung
Postfach 100465
D-63004 Offenbach



Änderungsverfolgung:

Version	Datum	Bearbeiter	Anlass
0.99	03.08.06	s. Autorenliste	Ersterstellung zum prä-operationellen LMK-Betrieb; vorläufige Version
1.0	16.08.06	s. Autorenliste	Ersterstellung zum prä-operationellen LMK-Betrieb

Abb. auf der Vorderseite aus:

R. A. Houze, Jr.: *Cloud Dynamics*, International Geophysics Series Vol. 53

Inhalt

1	Vorbemerkungen	1
2	Modellformulierung	4
2.1	Grundzustand und Koordinatensystem	4
2.2	Modellgleichungen	5
2.3	Diskretisierung und zeitliche Integration	7
2.4	Physikalische Ausstattung	10
2.4.1	Strahlung	10
2.4.2	Skaliger Niederschlag	10
2.4.3	Feuchtkonvektion	13
2.4.4	Partielle Bewölkung	13
2.4.5	Vertikale turbulente Flüsse	14
2.4.6	Bodenprozesse	15
2.5	Externe Parameter	15
3	Anfangszustand und Randdaten	17
3.1	Interpolierte Anfangsbedingungen und Initialisierung	17
3.2	LM-Datenassimilation	17
3.2.1	Das Nudging-Analyseverfahren	17
3.2.2	Latent Heat Nudging von Radardaten	17
3.2.3	Variationelle Bodenfeuchteanalyse	18
3.2.4	Weitere externe Analysen	18
3.3	Randdatenversorgung	18
4	Horizontale und vertikale Gitterstruktur	19
4.1	Horizontales Gitter	19
4.1.1	Geographische Koordinaten mit rotiertem Pol	19

4.1.2	Modellgebiet und Feldstruktur	20
4.1.3	Horizontale Gitterbelegung	22
4.1.4	Drehung der horizontalen Windkomponenten	23
4.2	Vertikale Gitterstruktur	25
5	Die Ausgabefelder des LMK	30
5.1	GRIB-Kennungen der LMK-Felder	30
5.2	Hinweise zu einigen speziellen Feldern	32
5.2.1	Unveränderliche Felder	32
5.2.2	Atmosphären-Felder (Modellgitter)	38
5.2.3	Bodenfelder	40
5.2.4	Diagnostische Ein-Flächen-Felder	43
5.2.5	Zeitlich gemittelte Felder	45
5.2.6	Pseudo-Satellitenbilder im operationellen LMK	46
5.2.7	Felder aus Anschlußverfahren	47
5.3	Inhalt der Product Definition Section (PDS)	51
5.4	Inhalt der Grid Description Section (GDS)	55
6	Operationeller Ablauf	58
7	GRIB-Felder in den LMK-Datenbanken	59
7.1	LMK-Analysen aus dem Datenassimilationszyklus	59
7.2	Hauptlaufanalysen des LMK	61
7.3	Hauptlaufvorhersagen des LMK	61
A	Transformationsprogramme	64
A.1	Umrechnung der rotierten Länge (λ) in die geographische Länge (λ_g) . . .	65
A.2	Umrechnung der rotierten Breite (φ) in die geographische Breite (φ_g) . . .	66
A.3	Umrechnung der geographischen Länge (λ_g) in die rotierte Länge (λ) . . .	67
A.4	Umrechnung der geographischen Breite (φ_g) in die rotierte Breite (φ) . . .	68

1 Vorbemerkungen

Das Lokal-Modell Kürzestfrist (LMK) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) wird im Rahmen des 'Aktionsprogramms 2003' (AP 2003) als Projekt P2 (LMK) entwickelt. Das Projekt P2 startete am 01.07.2003; das Aktionsprogramm wird offiziell am 31.12.2006 beendet. Nach einer geplanten ca. 9-monatigen präoperationellen Testphase soll das LMK mit einer horizontalen Maschenweite von $\Delta x \sim 2,8$ km das bisherige Modellsystem 'Globales Modell GME' ($\Delta x \sim 40$ km) und 'Lokal-Modell Europa LME' ($\Delta x \sim 7$ km) ab Frühjahr 2007 ergänzen.

An der Entwicklung und Validierung des LMK waren folgende Mitarbeiter und Mitarbeiterinnen des DWD aus dem 'Aktionsprogramm 2003' und aus den Referaten des GB FE beteiligt:

G. Doms	FE13	Projektleitung, Dynamik, Numerik, Wolkenphysik, Mentor Teilprojekt 'LMK 2,8 km' (bis Juni 2004)
M. Baldauf	FE13	Projektleitung, Dynamik, Numerik, Mentor Teilprojekt 'LMK 2,8 km' (ab Juli 2004)
R. Thehos	FEZE	stellvertretende Projektleitung
M. Buchhold	FE12	Mentor Teilprojekt 'Radar'
K. Helmert	AP2003	Mustererkennung Radar, Komposit
B. Hassler	AP2003	Mustererkennung Radar
C. Schraff	FE12	Mentor Teilprojekt 'Latent Heat Nudging'
K. Stephan	AP2003	Latent Heat Nudging
S. Klink	AP2003	Latent Heat Nudging (auch LAWA-Projekt)
A. Seifert	FE13	Wolkenphysik, Mentor Teilprojekt 'LMK 2,8 km'
J. Förstner	AP2003	Dynamik, Numerik, Visualisierung
T. Reinhardt	AP2003	Wolkenphysik, Strahlungsschema
P. Prohl	FE13	idealisierte Testfälle
U. Damrath	FE15	Mentor Teilprojekt 'Verifikation'
C.-J. Lenz	AP2003	Verifikation, Radarsimulationsmodell
U. Schättler	FE13	Randdatenversorgung, I/O, Optimierung
T. Hanisch	FE13	Operationelle Implementierung und Experimentiersystem
M. Gertz	FE13	Quellcodeverwaltung
M. Raschendorfer	FE14	Grenzschicht und Turbulenz
E. Heise	FE14	Bodenmodellierung

Das Projekt wird von einer Programmsteuerungsgruppe begleitet, der D. Majewski (FE13), T. Kratzsch (WV11), P. Becker (KU3), H.-J. Koppert (FE1), D. Thiel (MetBW) unter dem Vorsitz von V. Kurz (TI PK) angehören.

An der Weiterentwicklung des LMK sowie an Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit physikalischer Prozesse ist der GeoInformationsdienst der Bundeswehr mit den Mitarbeitern T. Prenosil und F. Theunert beteiligt.

Eine Reihe von Testrechnungen und Fallstudien mit dem LMK wurde an verschiedenen Universitäten durchgeführt, wo im Rahmen von Diplomarbeiten und Promotionen auch weiterführende Forschungsarbeiten stattfinden.

Die Bereitstellung von seitlichen Randdaten zum Antrieb des LMK durch das LME erfolgt durch das Interpolationsprogramm `int21m`. Dieses Programm wurde im Rahmen der bilateralen Zusammenarbeit des DWD mit dem Schweizer Wetterdienst (MeteoSchweiz) erstellt (G. de Morsier, F. Schubiger).

LMK und LME sind zwei Anwendungen des flexiblen Modellsystems LM, das im Rahmen des internationalen Konsortiums COSMO (COntortium for Small-Scale MOdelling) weiterentwickelt wird. Zu COSMO gehören neben dem DWD und dem GeoInformationsdienst der Bundeswehr die nationalen Wetterdienste von Italien, Griechenland, Polen und der Schweiz an, die jeweils eigene operationelle Anwendungen des LM für ihre Länder (z.B. aLMo der MeteoSchweiz) betreiben. Informationen zu COSMO sowie zu operationellen und wissenschaftlichen Anwendungen des LM finden sich im Internet unter <http://cosmo-model.cscs.ch/>.

Das LMK-Projekt wurde von Günther Doms geplant, vorbereitet und bis zu seinem plötzlichen und unerwarteten Tod im Juni 2004 geleitet. Mit ihm ging dem DWD ein Mitarbeiter verloren, der die Entwicklung der numerischen Wettervorhersage insbesondere auf den Gebieten der Wolkenphysikparametrisierung, der Konvektionsparametrisierung und der Numerik maßgeblich mitgestaltet und vorangetrieben hat.

Ziel des LMK-Projekts ist die Bereitstellung eines modellgestützten Vorhersageverfahrens für den Kurzzeitfristbereich (bis 18h). Mit einer Auflösung im meso- γ -Bereich ($\Delta x \sim 2,8$ km) soll LMK insbesondere verbesserte Vorhersageleistungen erzielen bei gefährlichen Wetterlagen im Zusammenhang mit hochreichender Feuchtkonvektion (z.B. Super- und Multizellengewitter, Böenwalzen, mesoskalige konvektive Komplexe) und aufgrund von Wechselwirkungen mit der feinskaligen Topographie (Bodennebel, Föhnstürme, Sturzfluten,...).

Die wichtigsten **Unterschiede zwischen LME und LMK** sind:

- Das Modellgebiet umfasst neben Deutschland auch den Alpenraum (Schweiz, Österreich) sowie kleinere Teile der anderen Anrainerstaaten (siehe Abb. 3).
- Die Vorhersagefrist des LMK beträgt 18 Stunden mit 8 Modellläufen pro Tag.
- Die horizontale Gittermaschenweite reduziert sich von 7 km auf 2,8 km.
- Die Anzahl der Modellschichten in der Vertikalen erhöht sich von 40 auf 50.
- Änderungen in den physikalischen Parametrisierungen:

- Eine der wesentlichsten Änderungen ist die komplette Abschaltung der Parametrisierung für hochreichende Konvektion. Das LMK muß hochreichende Konvektion (zumindest die Grobstrukturanteile davon) explizit auflösen!
 - Beibehalten wird jedoch eine leicht modifizierte Version der Parametrisierung für flache Konvektion.
 - In der Parametrisierung der Wolkenmikrophysik wird die neue Klasse 'Graupel' berücksichtigt (6-Klassen-Wolkenphysik).
- Änderungen in der Dynamik. Es wird nun ein 2-Zeitebenenverfahren basierend auf der Runge-Kutta-Zeitintegration verwendet. Dies erlaubt die Verwendung genauerer Advektionsschemata (5. Ordnung in horizontaler Richtung).
 - Die Datenassimilation wird erweitert um die Assimilation 5-minütiger hochaufgelöster 2D-Radardatenkomposits mittels Latent Heat Nudging.

Darüber hinaus gibt es natürlich noch eine Vielzahl von weiteren Änderungen und Anpassungen speziell für die LMK-Auflösung. Diese werden teilweise im folgenden kurz beschrieben, soweit sie für die operationelle Anwendung relevant sind.

Diese Kurzbeschreibung beruht auf der entsprechenden Kurzbeschreibung des LME von J.-P. Schulz (FE13) und U. Schättler (FE13) (Schulz und Schättler, 2005) und gibt eine Übersicht über die Modellformulierung, die Gitterstruktur und die physikalische Ausstattung des Modells. Weiterhin wird der Inhalt der LMK-Datenbanken erläutert, und es werden einige Beispiele für das Lesen der LMK-Daten aus den ORACLE-Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) gegeben. Die Darstellung beschränkt sich auf die Anwendung des LMK als numerisches Wettervorhersagemodell (d. h. im NWV-Modus) und nicht auf Forschungs- und Sonderanwendungen.

Eine ausführliche englischsprachige Dokumentation des LM-Systems mit den Teilen

- Teil 1: Scientific Documentation: Dynamics and Numerics (Doms und Schättler, 2002)
- Teil 2: Scientific Documentation: Physical Parameterizations (nur Draft-Version) (Doms et al., 2005)
- Teil 3: Data Assimilation (Schraff, Hess, 2003)
- Teil 4: Implementation Documentation (noch nicht verfügbar)
- Teil 5: Preprocessing: Initial and Boundary Data for the LM (Schättler, 2005)
- Teil 6: Postprocessing (noch nicht verfügbar)
- Teil 7: User's Guide (nur Draft-Version) (Schättler et al., 2005)

ist bei FE13 und auf der COSMO-Webseite erhältlich.

Bitte senden Sie Korrekturen, Änderungsvorschläge und -wünsche zum Manuskript an M. Baldauf (FE13, Tel.: 069 8062 2733, E-Mail: Michael.Baldauf@dwd.de).

2 Modellformulierung

2.1 Grundzustand und Koordinatensystem

Das Lokal-Modell Kürzestfrist (LMK) beruht wie auch das LME auf den ursprünglichen, d. h. ungefilterten Eulerschen Gleichungen der Hydro-Thermodynamik, es ist also ein nicht-hydrostatisches, kompressibles Ausschnittsmodell. Die Formulierung der Modellgleichungen bezieht sich auf einen ruhenden, horizontal homogenen und trockenen Grundzustand, der zeitlich konstant und hydrostatisch balanciert ist. Die thermodynamischen Variablen Druck p , Temperatur T und Dichte ρ setzen sich also jeweils aus einem höhenabhängigen Referenzwert des Grundzustandes und einer orts- und zeitabhängigen Abweichung zusammen:

$$T = T_0(z) + T', \quad p = p_0(z) + p', \quad \rho = \rho_0(z) + \rho', \quad (1)$$

wobei $T_0(z)$, $p_0(z)$ und $\rho_0(z)$ durch die hydrostatische Beziehung

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -g\rho_0 = -\frac{gp_0}{R_d T_0} \quad (2)$$

und die Zustandsgleichung $p_0 = \rho_0 R_d T_0$ miteinander verknüpft sind. R_d ist die Gaskonstante für trockene Luft, g die Schwerebeschleunigung. Das Vertikalprofil der Temperatur kann im Prinzip beliebig vorgegeben werden, da in den Modellgleichungen keine Linearisierungen bezüglich des Grundzustandes vorgenommen werden. Im LMK verwenden wir eine konstante Rate β der Temperaturzunahme mit dem Logarithmus des Druckes, $\partial T_0 / \partial \ln p_0 = \beta$. Als Temperaturabnahme mit der Höhe folgt hieraus:

$$\frac{\partial T_0}{\partial z} = -\beta g \frac{\rho_0}{p_0}. \quad (3)$$

Die Integration der hydrostatischen Grundgleichung (2) mit den Randwerten $p_{SL} = p_0(z = 0)$ und $T_{SL} = T_0(z = 0)$ für Referenzdruck und Referenztemperatur auf Meeressniveau liefert dann folgende Profile des Grundzustandes:

$$p_0(z) = \begin{cases} p_{SL} \exp \left\{ -\frac{T_{SL}}{\beta} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{2\beta g z}{R_d T_{SL}^2}} \right) \right\} & \text{falls } \beta \neq 0 \\ p_{SL} \exp \left(-\frac{gz}{R_d T_{SL}} \right) & \text{falls } \beta = 0 \end{cases} \quad (4)$$

$$T_0(z) = T_{SL} \sqrt{1 - \frac{2\beta g z}{R_d T_{SL}^2}}.$$

Für die drei Parameter p_{SL} , T_{SL} und β , die den Grundzustand definieren, werden die Werte $p_{SL} = 1000$ hPa, $T_{SL} = 288,15$ K und $\beta = 42$ K gesetzt. Außerdem werden $g = 9,80665$ m s⁻² und $R_d = 287,05$ J kg⁻¹ K⁻¹ verwendet.

Das Modell verwendet rotierte (λ, φ) -Koordinaten in den horizontalen Raumrichtungen, die aus den geographischen (λ_g, φ_g) -Koordinaten durch eine Verschiebung des Nordpols

hervorgehen (siehe Abschnitt 4.1). In der Vertikalen wird eine verallgemeinerte gelände-
folgende Höhenkoordinate ζ benutzt, wobei jede beliebige monotone Funktion der geo-
metrischen Höhe z als Transformationsbeziehung verarbeitet werden kann. Die Vertikal-
koordinate ζ ist definitionsgemäß zeitunabhängig, womit das resultierende ζ -System ein
nicht-deformierbares Koordinatensystem darstellt. Die Koordinatenflächen $\zeta = \text{const}$ sind
also im physikalischen Raum zeitlich fest (im Gegensatz zu den druckbezogenen Vertikal-
koordinaten in hydrostatischen Modellen wie dem GME, bei denen sich die Koordina-
tenflächen im Raum bewegen). Details zur Vertikalkoordinate und der vertikalen Gitter-
struktur des LMK finden sich in Abschnitt 4.2.

Die Transformation der Grundgleichungen von orthogonalen (λ, φ, z) -Koordinaten ins
nicht-orthogonale geländefolgende $(\lambda, \varphi, \zeta)$ -System wird durch die drei Elemente der in-
versen Jacobi-Matrix J^z ,

$$J_\lambda \equiv J_{13}^z = \left(\frac{\partial z}{\partial \lambda} \right)_\zeta, \quad J_\varphi \equiv J_{23}^z = \left(\frac{\partial z}{\partial \varphi} \right)_\zeta, \quad J_\zeta \equiv J_{33}^z = \frac{\partial z}{\partial \zeta} = -\sqrt{G}, \quad (5)$$

vermittelt. Das geländefolgende ζ -System wird linkshändig definiert, die Koordinatenwer-
te ζ nehmen also vom Oberrand des Modells zum Boden hin zu. Daher ist J_ζ immer
kleiner als Null und gleich dem negativen Absolutbetrag \sqrt{G} der Jacobimatrix.

2.2 Modellgleichungen

Mit den obigen Definitionen zum Grundzustand und zur Koordinatentransformation er-
halten wir aus den hydro-thermodynamischen Grundgleichungen den folgenden Satz pro-
gnostischer Modellgleichungen für den Vektor der Windgeschwindigkeiten $\mathbf{v} = (u, v, w)$,
die Druckabweichung p' , die Temperaturabweichung T' , die spezifische Feuchte q^v , den
spezifischen Wolkenwassergehalt q^c , den spezifischen Wolkeneisgehalt q^i und die spezifi-
schen Wassergehalte von Regen q^r , Schnee q^s und Graupel q^g :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla u - \frac{uv}{a} \tan \varphi - fv &= -\frac{1}{\rho a \cos \varphi} \left(\frac{\partial p'}{\partial \lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla v + \frac{u^2}{a} \tan \varphi + fu &= -\frac{1}{\rho a} \left(\frac{\partial p'}{\partial \varphi} + \frac{J_\varphi}{\sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_v \\ \frac{\partial w}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla w &= \frac{1}{\rho \sqrt{G}} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} + B + M_w \\ \frac{\partial p'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla p' - g\rho_0 w &= -(c_{pd}/c_{vd})pD \\ \frac{\partial T'}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T' + \frac{\partial T_0}{\partial z} w &= -\frac{p}{\rho c_{vd}} D + Q_T \\ \frac{\partial q^v}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q^v &= -(S^c + S^i + S^r + S^s) + M_{q^v} \\ \frac{\partial q^c}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q^c &= S^c + M_{q^c} \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial q^i}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q^i &= S^i + M_{q^i} \\
\frac{\partial q^r}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q^r &= -\frac{1}{\rho\sqrt{G}} \frac{\partial P_r}{\partial \zeta} + S^r \\
\frac{\partial q^s}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q^s &= -\frac{1}{\rho\sqrt{G}} \frac{\partial P_s}{\partial \zeta} + S^s \\
\frac{\partial q^g}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q^g &= -\frac{1}{\rho\sqrt{G}} \frac{\partial P_g}{\partial \zeta} + S^g
\end{aligned}$$

ρ ist die Dichte (feuchter) Luft, die diagnostisch aus der Zustandsgleichung

$$\rho = p \{ R_d (1 + (R_v/R_d - 1)q^v - q^c - q^i - q^r - q^s - q^g) T \}^{-1} \quad (7)$$

ermittelt wird. Die Konstanten in (6) und (7) sind der Erdradius a , die spezifischen Wärmekapazitäten trockener Luft bei konstantem Druck c_{pd} und bei konstantem Volumen c_{vd} , der Coriolis-Parameter f , die Schwerebeschleunigung g und die Gaskonstanten für Wasserdampf R_v und für trockene Luft R_d .

In (6) bezeichnen P_r , P_s und P_g die Niederschlagsflüsse von Regen, Schnee bzw. Graupel. S^c , S^i , S^r , S^s und S^g sind die Quellen und Senken durch mikrophysikalische Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung (siehe Abschnitt 2.4.2). Die Terme M_ψ stehen abkürzend für Beiträge durch subskalige Prozesse wie Turbulenz und flache Konvektion, Q_T ist die Erwärmungsrate durch die Wirkung von subskaligen Prozessen und von skaligen Phasenumwandlungen (Kondensation, Verdunstung, ...). Die Berechnung dieser Beiträge erfolgt mit speziellen Parametrisierungsverfahren, die in Abschnitt 2.4 kurz erläutert werden. Der Auftriebsterm B in der Gleichung für die Vertikalgeschwindigkeit lautet

$$B = g \frac{\rho_0}{\rho} \left\{ \frac{T'}{T} - \frac{p' T_0}{p_0 T} + \left(\frac{R_v}{R_d} - 1 \right) q^v - q^c - q^i - q^r - q^s - q^g \right\}. \quad (8)$$

Der skalare Advektionsoperator im geländefolgenden Koordinatensystem ist

$$\mathbf{v} \cdot \nabla = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(u \frac{\partial}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right) + \dot{\zeta} \frac{\partial}{\partial \zeta},$$

worin $\dot{\zeta}$ die kontravariante Vertikalgeschwindigkeit im ζ -System ist,

$$\dot{\zeta} = \frac{1}{\sqrt{G}} \left(\frac{J_\lambda}{a \cos \varphi} u + \frac{J_\varphi}{a} v - w \right).$$

Die dreidimensionale Winddivergenz D errechnet sich schließlich aus

$$D = \frac{1}{a \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}} \frac{\partial u}{\partial \zeta} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) + \cos \varphi \frac{J_\varphi}{\sqrt{G}} \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right\} - \frac{1}{\sqrt{G}} \frac{\partial w}{\partial \zeta}.$$

In der prognostischen Gleichung für die Druckabweichung wurde der Quellterm durch diabatische Erwärmung vernachlässigt. Er ist für die meisten meteorologischen Anwendungen weitaus geringer als der dominierende Divergenzterm. Diese Näherung wird auch in vielen anderen nichthydrostatischen Simulationsmodellen vorausgesetzt.

2.3 Diskretisierung und zeitliche Integration

Die numerische Lösung der obigen Modellgleichungen erfolgt mit der Gitterpunktmethode. Hierbei werden die Variablen an Gitterpunkten definiert, und die räumlichen Differentialoperatoren werden durch finite Differenzen approximiert. Die zeitliche Integration erfolgt ebenfalls in diskreter Form mit einem festen Zeitschritt Δt .

Zur räumlichen Diskretisierung werden konstante Maschenweiten $\Delta\lambda$, $\Delta\varphi$ und $\Delta\zeta$ verwendet. Der im Zentrum eines solchen elementaren Gittervolumens $\Delta V = \Delta\lambda\Delta\varphi\Delta\zeta$ liegende Gitterpunkt wird mit den Indizes (i, j, k) versehen, wobei i in λ -, j in φ - und k in ζ -Richtung läuft. An diesem Gitterpunkt, dem Massenpunkt, sind alle prognostischen Variablen mit Ausnahme der Geschwindigkeitskomponenten (u, v, w) und der turbulenten kinetischen Energie TKE definiert. Diese werden in der Mitte der jeweiligen Stirnflächen eines elementaren Gittervolumens definiert; u liegt also um $\Delta\lambda/2$ in λ -Richtung versetzt am Punkt $(i + 1/2, j, k)$, v um $\Delta\varphi/2$ in φ -Richtung am Punkt $(i, j + 1/2, k)$ und w und die TKE um $\Delta\zeta/2$ in ζ -Richtung am Punkt $(i, j, k + 1/2)$ vor.

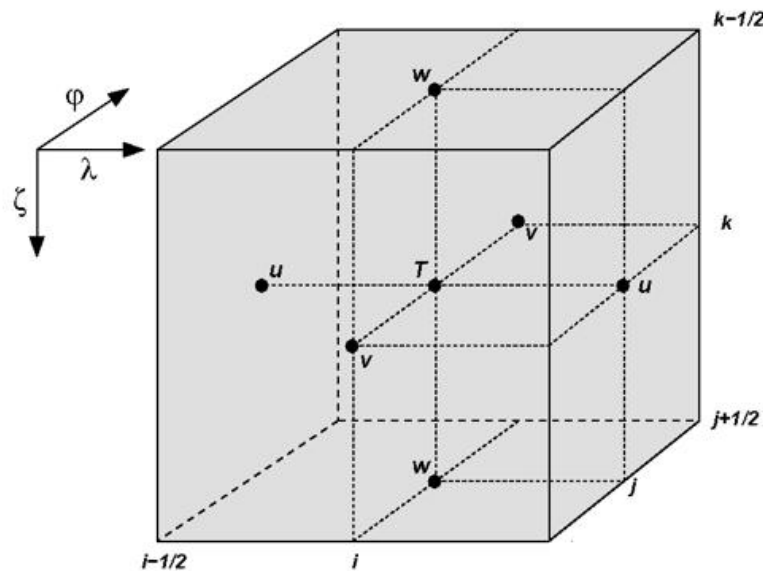


Abbildung 1: Anordnung der Modellvariablen im C-Gitter.

Diese Anordnung der Variablen im Rechengitter nennt man Arakawa-C/Lorenz-Gitter (siehe Abb. 2.3). Wir wählen diese Gitterstruktur zur räumlichen Diskretisierung im LM, da sich damit bei gleicher Maschenweite die Differenzenquotienten weit genauer berechnen lassen als im sogenannten A-Gitter, wo alle Variablen am gleichen Gitterpunkt definiert sind. Zur Formulierung der Differentialoperatoren wie Gradient, Divergenz und Laplace werden zentrierte Differenzenquotienten verwendet – sowohl für die horizontale als auch für die vertikale Raumrichtung. Die Genauigkeit dieser Operatoren ist von zweiter Ordnung, d. h. der Diskretisierungsfehler nimmt bei einer Halbierung der Maschenweite um etwa den Faktor vier ab. Jedoch wird, als entscheidender Fortschritt des LMK, bei der Behandlung der Advektionsoperatoren signifikanter numerischer Mehraufwand betrieben. So wird für

die Horizontaladvektion von Geschwindigkeitskomponenten, Druck und Temperatur, aber auch bei der diagnostischen Berechnung der kontravarianten Vertikalgeschwindigkeit $\dot{\zeta}$ ein Aufwind-Operator fünfter Ordnung verwendet. Wahlweise stehen auch für die Vertikaladvektion Operatoren höherer Ordnung zur Verfügung, die zur Zeit aber nicht operationell zum Einsatz kommen. Ebenso wird beim Transport der spezifischen Feuchten (und gegebenenfalls auch der TKE) nun einheitlich für die verschiedenen Größen das Verfahren nach Bott (1989) eingesetzt. Alternativ dazu kann auch ein Ssemi-Lagrange-Verfahren unter Verwendung tri-kubischer Interpolation gewählt werden. In beiden Varianten wird der Massenerhaltung und Vermeidung negativer Werte Rechnung getragen. Eine detaillierte Darstellung der verwendeten Operatoren findet sich in Doms und Schättler (2002).

In vertikaler Richtung definieren die Gitterpunkte k die Mitte einer Modellschicht, wir sprechen auch von Hauptflächen. Sie werden nach oben und unten durch die um $\Delta\zeta/2$ versetzten Punkte $(k \pm 1/2)$, an denen die Vertikalgeschwindigkeit definiert ist, begrenzt. Diese Schichtgrenzen nennt man auch Nebenflächen. Verwendet man also zur vertikalen Auflösung der Atmosphäre KE Schichten ($k = 1, KE$), dann sind $KE + 1$ Nebenflächen vorhanden, wobei die oberste Schichtgrenze den Modelloberrand und die unterste Schichtgrenze den unteren Rand definiert, der konform mit der Orographie ist.

Die diskretisierte Formulierung des LM ist unabhängig von der Wahl einer speziellen Vertikalkoordinate. Dies wird erzielt durch (a) eine zweistufige Koordinatentransformation ins Rechengitter und (b) eine numerische, d.h. diskrete Berechnung der Elemente der Jacobi-Matrix.

Der erste Schritt der Transformation beinhaltet eine Abbildung des z -Systems in ein geländefolgendes $\tilde{\zeta}$ -System mittels einer eindeutigen, ansonsten aber beliebigen Transformationsbeziehung $z = f(\lambda, \varphi, \tilde{\zeta})$. Die vertikale Gittereinteilung erfolgt dann durch die Vorgabe diskreter $\tilde{\zeta}$ -Werte für die Schichtgrenzen $k \pm 1/2$. Diese Schichteinteilung ist vom Anwender frei wählbar, in der Regel wird sie nicht äquidistant vorgegeben, um z.B. eine höhere Auflösung in Bodennähe zu erreichen (Grid Stretching).

Im zweiten Schritt der Transformation bilden wir die Koordinate $\tilde{\zeta}$ auf die Koordinate ζ des Rechengitters ab. Da hierzu jede beliebige eindeutige Relation $\tilde{\zeta} = m(\zeta)$ verwendbar ist, wählen wir m so, daß die Koordinatenwerte $\tilde{\zeta}$ in den Indexraum k des vertikalen Laufindex abgebildet werden. Mit dieser zweistufigen Transformation erzielen wir also eine Abbildung des irregulären krummlinigen Gitters, das durch die $\tilde{\zeta}$ -Koordinaten im physikalischen Raum aufgespannt wird, auf ein reguläres äquidistantes Rechengitter mit den diskreten Koordinatenwerten $\zeta_k = k$ und einer konstanten vertikalen Maschenweite von $\Delta\zeta = 1$.

Damit die numerische Formulierung der Modellgleichungen unabhängig von der Wahl einer speziellen Vertikalkoordinate $\tilde{\zeta}$ bleibt, werden die Elemente (5) der Jacobi-Matrix nicht in analytischer, sondern in diskreter Form ausgewertet. Im Gegensatz zum bisherigen Verfahren werden die metrischen Koeffizienten im neuen dynamischen Kern des LMK nun nicht mehr in Abhängigkeit der Referenzdruckverteilung formuliert. Stattdessen werden die höhenbasierten Ausdrücke (5) beibehalten. In diskretisierter Form erhalten wir:

$$\sqrt{G_k} = (z)_{k-1/2} - (z)_{k+1/2} \quad (9)$$

Somit sind alle metrischen Koeffizienten in der räumlichen Diskretisierung in Abhängigkeit der Höhe der Halbflächen berechenbar. Deren Bestimmung für die verschiedenen Koordinatentransformationen wird in Abschnitt 4.2 erläutert.

Bei der zeitlichen Integration der Modellgleichungen besteht das Problem, daß aufgrund der vorausgesetzten Kompressibilität Phänomene wie Schallwellen, thermische Kompressionswellen und hochfrequente Schwerewellen ebenfalls Bestandteile der Lösung sind. Die hohe Phasengeschwindigkeit dieser Wellen erfordert aus Stabilitätsgründen einen sehr kleinen Rechenzeitschritt. Um zu einem praktikablen, numerisch effizienten Integrationsverfahren zu gelangen, müssen diejenigen Terme in den Gleichungen, die die Ausbreitung schneller Wellen beschreiben, mit speziellen Methoden behandelt werden. Zur Zeitintegration dieser schnellen Moden stehen im LM generell drei Verfahren zur Verfügung:

(a) *3-Zeitebenen-Time-Splitting-Integration*

Hierbei werden diejenigen Terme der Gleichungen, die langsame Prozesse wie Advektion und subskalige Physik beschreiben, mit dem üblichen Leapfrog-Verfahren behandelt; die zeitliche Vorwärtsrechnung erfolgt jeweils vom Zeitpunkt $t - \Delta t$ auf den Zeitpunkt $t + \Delta t$, wobei aber die schnellen Moden in dem Zeitintervall $2\Delta t$ mit einem kleineren, für die schnellen Wellen stabilen Zeitschritt Δt_s integriert werden.

(b) *2-Zeitebenen-Time-Splitting-Integration*

Dieses Verfahren funktioniert im Prinzip ähnlich wie (a), nur daß anstelle der Leapfrog-Technik eine Runge-Kutta-Methode angewandt wird. Es sind also nur zwei Zeitebenen vorhanden; die Vorwärtsrechnung der langsamen Prozesse erfolgt vom Zeitpunkt t auf $t + \Delta t$.

(c) *3-D semi-implizite Integration*

Bei dieser Methode werden die Terme der schnellen Moden vollständig, d.h. dreidimensional implizit behandelt. Dies führt auf eine komplexe elliptische Gleichung, die iterativ mit einem speziellen Solver (GMRES) gelöst wird.

Im LMK wird die Runge-Kutta-Methode (Verfahren (b)) operationell angewendet. Dieses 2-Zeitebenen-Verfahren bietet einige Vorteile hinsichtlich seiner Kombinierbarkeit mit Advektionsoperatoren höherer Ordnung und macht explizite numerische Glättung zumindest größtenteils überflüssig.

Dazu wurde der dynamische Kern des LM komplett neu überarbeitet. Das Runge-Kutta-Verfahren wird als Verfahren zeitlich dritter Ordnung in der sogenannten „Total-Variation-Diminishing“-Variante (TVD) (z. B. Liu et al. 1994) verwendet. In Kombination mit der Horizontaladvektion räumlich fünfter Ordnung ergeben sich sehr gute Stabilitätseigenschaften des Verfahrens, welche bei der verwendeten horizontalen Maschenweite von etwa 2,8 km einen Zeitschritt von $\Delta t = 30$ s zulassen. Dieser Wert wird derzeit verwendet. Im Leapfrog-Verfahren betrüge der zu verwendende Zeitschritt nur 16 s. Insgesamt wird der numerische Mehraufwand des neuen dynamischen Kerns dadurch effektiv kompensiert.

2.4 Physikalische Ausstattung

Die im LMK eingesetzten physikalischen Parametrisierungen beruhen auf denjenigen des LME. Sie wurden an die von 7 km auf 2,8 km verringerte Maschenweite und die damit angestrebte explizite Simulation hochreichender Konvektion angepaßt. In diesem Abschnitt wird eine kurze Übersicht über die eingesetzten Verfahren gegeben. Eine ausführliche Darstellung der Parametrisierungsverfahren findet sich in Doms et al. (2005).

2.4.1 Strahlung

Das Strahlungsschema des LMK stimmt weitgehend mit dem im LME (und im Globalmodell GME sowie der früheren Modellkette, GM, EM und DM) eingesetzten Verfahren nach Ritter und Geleyn (1992) überein. Die Parametrisierung beruht auf einer δ -Zweistrom-Approximation der allgemeinen Strahlungsübertragungsgleichung und berücksichtigt drei solare und fünf thermische Spektralintervalle. Wolken, Aerosol, Wasserdampf und weitere gasförmige Spurenstoffe werden als optisch aktive Bestandteile der Atmosphäre betrachtet, die den Strahlungstransfer durch Absorption, Emission und Streuung beeinflussen. Im kurzwelligen (solaren) Teil des Spektrums wird zusätzlich molekulare Streuung berücksichtigt. Als Erweiterung des Originalschemas wurde eine gesonderte Behandlung optischer Eigenschaften von Eiswolken eingeführt.

Im LMK wird das Strahlungsschema jeweils einmal in 15 Minuten aufgerufen (zum Vergleich: im LME nur einmal in 60 Min.), und die berechneten Erwärmungs- und Abkühlungsraten werden für die nächsten 15 Minuten konstant gehalten. Da bei einer Gittermaschenweite von 2,8 km eine Strahlungsrechnung nur in der jeweiligen vertikalen Säule unter Vernachlässigung horizontaler Strahlungsflüsse fragwürdig erscheint, wird die Strahlungsrechnung auf einem gröberen Gitter durchgeführt. Für das gröbere Gitter werden horizontal jeweils Gebiete von 2 mal 2 Gitterpunkten des originalen LMK-Gitters zusammengefaßt. Dies dient gleichzeitig der Rechenzeitersparnis. Geplant ist weiterhin die Berücksichtigung topographischer Effekte auf die Strahlungsflüsse am Boden nach Müller und Scherer (2005).

2.4.2 Skaliger Niederschlag

Das Schema zur Behandlung von skaligem Niederschlag und den damit verbundenen wolkenphysikalischen Umwandlungsprozessen beruht inhaltlich auf dem im LME verwendeten Verfahren und wurde um Graupel als zusätzliche Niederschlagskategorie erweitert. Das Verfahren ist eine sogenannte 1-Momenten-Bulk-Formulierung (Kessler-Typ), die die unterschiedlichen atmosphärischen Erscheinungsformen von Wasser in breitgefaßte Klassen einteilt. Die Teilchen in diesen Kategorien wechselwirken auf vielfältige Weise durch mikrophysikalische Prozesse miteinander.

Das derzeitige Verfahren berücksichtigt als prognostische Modellvariablen die spezifischen Wassergehalte von Wasserdampf sowie von fünf Kategorien von Hydrometeoren:

- *Wolkenwasser* besteht aus kleinen, in der Luft suspendierten Tröpfchen. Ihr Radius ist kleiner als etwa $50\ \mu\text{m}$, und sie weisen keine nennenswerte Eigenbewegung relativ zur Luftströmung auf.
- *Wolkeneis* setzt sich ähnlich wie das Wolkenwasser aus kleinen, in der Luft suspendierten Eiskristallen zusammen, die keine nennenswerte Relativbewegung zur Luftströmung aufweisen.
- *Regenwasser* setzt sich aus verhältnismäßig großen Tropfen mit Radien zwischen 50 und $4000\ \mu\text{m}$ zusammen. Für das Größenspektrum der Regentropfen wird eine Gammaverteilung angenommen. Die einzelnen Tropfen weisen eine größenabhängige Fallgeschwindigkeit auf.
- *Schnee* umfaßt in dieser Parametrisierung große (leicht-)bereifte Eiskristalle und Aggregate von Kristallen, die intern als dünne Plättchen mit einer bestimmten Masse-Größe-Relation behandelt werden. Für ihr Größenspektrum wird eine exponentielle Gunn-Marshall-Verteilung angenommen. Wie die Regentropfen weisen auch die Schneepartikel eine größenabhängige Fallgeschwindigkeit auf.
- *Graupel* umfaßt in dieser Parametrisierung Niederschlagseisteilchen, die stärker bereift sind und eine höhere Dichte als Schnee haben. Sie gehen durch starkes Bereifen aus Schnee oder durch Gefrieren aus Regentropfen hervor. Ihre größenabhängige Fallgeschwindigkeit ist höher als diejenige der Schneeteilchen; wie bei Schnee wird ebenfalls eine Exponentialverteilung als Größenverteilung angenommen.

Die Bilanzgleichungen der spezifischen Wassergehalte in den jeweiligen Kategorien – Wasserdampf, Wolkenwasser, Wolkeneis, Regen, Schnee und Graupel – enthalten neben dem advektiven (und bei Wasserdampf, Wolkenwasser und Wolkeneis auch turbulenten) Transport eine Reihe von Termen, die die Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung beschreiben. Im einzelnen werden folgende Prozesse berücksichtigt:

- Kondensation und Verdunstung von Wolkenwasser,
- Neubildung von Wolkeneis aus der Dampfphase durch Nukleation,
- homogenes Gefrieren (unterhalb von $-38\ ^\circ\text{C}$) von Wolkenwasser und Regen zu Wolkeneis bzw. Graupel,
- Schmelzen von Wolkeneis zu Wolkenwasser,
- Deposition von Wasserdampf auf Wolkeneis und Sublimation von Wolkeneis,
- Neubildung von Regenwasser durch Autokonversion von Wolkenwasser,
- primäre Bildung von Schnee durch Autokonversion von Wolkeneis,
- Akkreszenz (Aufsammeln von Wolkenröpfchen durch fallenden Regen),
- 'Shedding' (mit Schnee und Graupel bei über $0\ ^\circ\text{C}$ kollidierende Wolkenröpfchen werden als Regentropfen abgestreift),

- Aggregation (Aufsammeln von Wolkeneis durch fallenden Schnee und Graupel),
- Aufsammeln von Wolkeneis durch Regen und anschließendes Gefrieren zu Graupel,
- Bereifung von Schnee und Graupel durch Kollision mit Wolkentropfchen,
- Deposition von Wasserdampf auf Schnee und Graupel,
- Verdunstung von Regentropfen und Sublimation von Schnee und Graupel,
- Schmelzen von Schnee und Graupel und Gefrieren von Regentropfen zu Graupel,
- Umwandlung von Schnee in Graupel durch Bereifen,
- und Sedimentation von Regen, Schnee und Graupel aufgrund der Fallgeschwindigkeiten der Partikel.

Abbildung 2 skizziert die berücksichtigten mikrophysikalischen Prozesse.

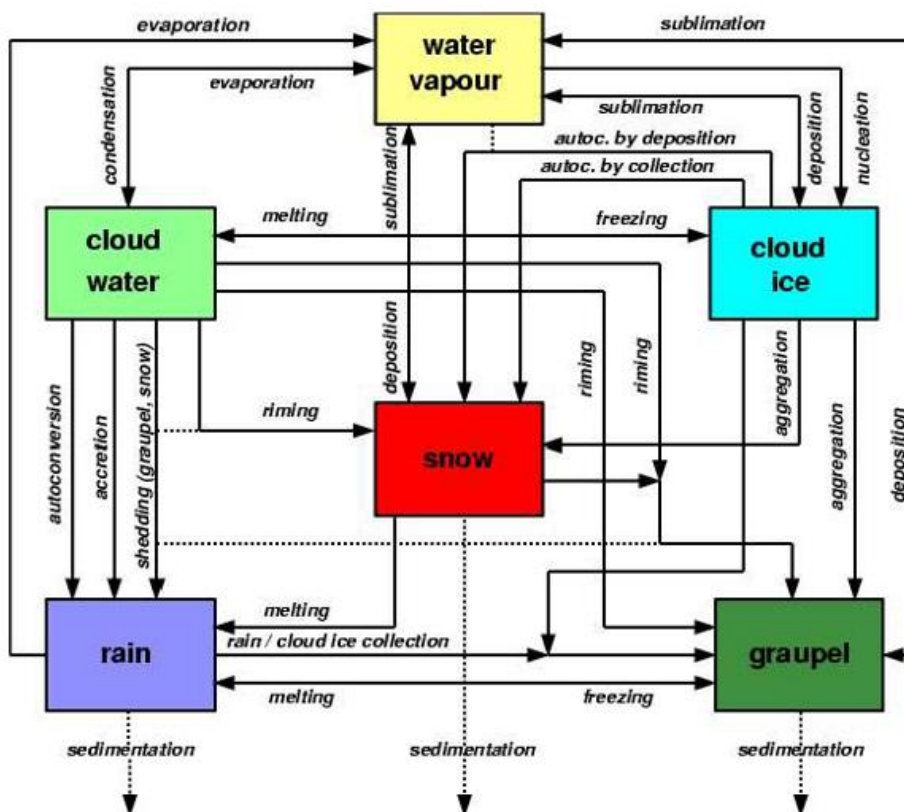


Abbildung 2: Mikrophysikalische Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung im LMK.

2.4.3 Feuchtkonvektion

Bei einer Maschenweite von 2,8 km ist zwar hochreichende Konvektion (Schauer, Gewitter, ...) ein skaliger Prozeß, jedoch bleibt insbesondere die flache Konvektion weiterhin subskalig, d.h. kann nicht explizit vom Gitter aufgelöst werden.

Deshalb wurde auch im LMK das in LME und GME verwendete Massenflußverfahren nach Tiedtke (1989) implementiert, jedoch in einer abgewandelten Form, so dass nur die kleinskalige flache Konvektion parametrisiert ist. Als Schließungsbedingung zur Berechnung der Änderungsraten von Wärme und Feuchte durch subskalige konvektive Transportprozesse wird der vertikale Massenfluß an der Wolkenbasis benötigt. Dieser wird aus der Feuchtekonvergenz im Bereich zwischen Erdboden und Wolkenbasis abgeleitet. Zur Berechnung der vertikalen Umverteilung von Wärme und Feuchte wird im Konvektionsschema ein sehr einfaches stationäres Wolkenmodell verwendet. Niederschlagsbildung wird dabei für flache Konvektion allerdings ausgeschlossen, d.h. das Konvektionsschema trägt im LMK nicht direkt zur Niederschlagsbildung bei; im LMK gibt es also *keinen* konvektiven Niederschlag mehr. Der vertikale Impulstransport durch flache Konvektion wird derzeit ebenfalls vernachlässigt.

Zur Rechenzeiterparnis wird das Konvektionsschema derzeit nur in jedem zehnten Rechenzeitschritt aufgerufen, und die berechneten konvektiven Tendenzen werden für die folgenden Zeitschritte festgehalten.

2.4.4 Partielle Bewölkung

Das Parametrisierungsschema der skaligen Wolken- und Niederschlagsbildung setzt Sättigungsgleichgewicht zur Berechnung der Kondensationsrate von Wolkenwasser voraus. Daher wird Wolkenwasser nur in solchen Gitterelementen prognostiziert, in denen die relative Feuchte 100% erreicht und die somit vollständig gesättigt sind – man spricht von skaliger, d. h. vom Gitter explizit auflösbarer Bewölkung. Der Bedeckungsgrad, oder genauer die relative Wolkenerfüllung des Gitterelements, ist in diesem Fall 1 (also 100%).

Für Zwecke der Strahlungsrechnung – aber auch für eine Vielzahl von Anwendungen im Postprocessing – ist es erforderlich, eine partielle Wolkenerfüllung auch in solchen Gitterelementen bereitzustellen, in denen die relative Feuchte noch unterhalb des Sättigungswertes von 100% liegt. Die diagnostische Bestimmung der partiellen Bewölkung erfolgt nach folgendem Ansatz: Der Bedeckungsgrad in einer Schicht wird als eine empirische Funktion der relativen Feuchte, der Höhe der Schicht und der gegebenenfalls vorhandenen konvektiven Aktivität berechnet. Im LMK ist dabei die hochreichende Konvektion ein skaliger Prozess, der zu einem lokalen Bedeckungsgrad von 100% führt. Die parametrisierte flache Konvektion wird beim partiellen Bedeckungsgrad berücksichtigt.

Zur Berechnung der Gesamtbedeckung in den verschiedenen Stockwerken (hoch, mittel, niedrig) der Atmosphäre wird die Bedeckung der einzelnen Modellschichten berücksichtigt. Sind benachbarte Modellschichten bewölkt, so ist die Gesamtbedeckung das Maximum der beteiligten Schichten (“Maximum Overlap”). Gibt es wolkenfreie Schichten zwischen

bewölkten Schichten, so wird der Gesamtbedeckungsgrad höher sein als der maximale Bedeckungsgrad der Einzelschichten (“Random Overlap”).

2.4.5 Vertikale turbulente Flüsse

Für die Parametrisierung des vertikalen turbulenten Austauschs wird im LM zwischen der bodennahen Transferschicht, das ist im Modell der Bereich zwischen Erdboden und der untersten Modellhauptfläche, der darüber liegenden planetaren Grenzschicht und der freien Atmosphäre unterschieden.

In der planetaren Grenzschicht und der freien Atmosphäre werden die turbulenten Austauschkoeffizienten auf der Basis einer *prognostischen* Beziehung für die turbulente kinetische Energie (TKE) bestimmt. Das ist ein Schließungsschema auf Stufe 2.5 der von Mellor und Yamada (1974) definierten Hierarchieebenen. Das Verfahren liefert diagnostische Beziehungen für die Austauschkoeffizienten, die von der Stabilität der thermischen Schichtung und der vertikalen Windscherung abhängen. Der Vorteil im Vergleich zum *diagnostischen* TKE-Schema (das im GME verwendet wird) liegt darin, daß nun eine Reihe von physikalischen Effekten in die Gleichung mit aufgenommen werden können, die sich in einer diagnostischen Beziehung nicht berücksichtigen lassen. Das sind insbesondere die Vertikaldiffusion von TKE und die Produktion von TKE durch subskalige thermische Zirkulationen.

Die Transferschicht wird in eine Prandtl-Schicht und eine von Rauigkeitselementen durchsetzte Rauigkeitsschicht unterteilt. Letztere ist dadurch charakterisiert, daß mit zunehmender Nähe zu den materiellen Oberflächen der turbulente Austausch gegenüber dem laminaren an Wirksamkeit verliert. Der Transferwiderstand wird als Integral des Kehrwerts der Diffusionskoeffizienten über die turbulente Längenskala von den materiellen Oberflächen bis zur untersten Hauptfläche dargestellt. Hierzu werden die Diffusionskoeffizienten an der Grenzfläche zwischen Prandtl- und Rauigkeitsschicht mit Hilfe der TKE-Gleichung berechnet und dann geeignet interpoliert. Die Vertikalprofile der Modellvariablen innerhalb der Transferschicht können dann mit Hilfe der Widerstandsfunktion, das ist das oben erwähnte Integral zur Berechnung des Transferwiderstands mit variabel gehaltenen Grenzen, dargestellt werden. Die letztlich benötigten Transferkoeffizienten sind die Kehrwerte der Widerstände.

Die Teilwiderstände in der Prandtl- und der Rauigkeitsschicht sind von der Rauigkeitslänge abhängig. Der nur für den skalaren Transport wirksame Widerstand durch die Rauigkeitsschicht ist zusätzlich von der Größe der materiellen Oberflächen abhängig, welche maßgeblich durch den Blattflächenindex (LAI) bestimmt wird. Die Rauigkeitslänge und der LAI werden über Land als externe Parameter vorgegeben. Über Wasser wird die Rauigkeitslänge mit Hilfe der Charnock-Formel berechnet.

Das TKE-Schema ist seit April 2001 im LME operationell.

2.4.6 Bodenprozesse

Ein Bodenmodell hat im Wesentlichen die Aufgabe, für Landpunkte die zeitliche Entwicklung der Temperatur und des Wassergehalts im Boden zu prognostizieren. Es ist (wie im LME) mit 7 Schichten zur Beschreibung der thermischen und hydrologischen Prozesse ausgestattet, wobei für beide die gleichen Schichtdicken gewählt wurden. Die Tiefen der Schichtgrenzen (Nebenflächen) berechnen sich auf folgende Weise: $z_{h,k} = 0,01 \cdot 3^{k-1}$ (m) mit $k = 1, \dots, 8$.

Die 8. Schicht (in ca. 15 m Tiefe) dient der Vorgabe klimatologischer Werte der Temperatur. Der Jahresgang der Temperatur wird hier als vernachlässigbar angenommen. Als klimatologischer Wert wird der Jahresmittelwert der Lufttemperatur in 2 m Höhe verwendet.

Die hydrologischen Prozesse werden mit einer Diffusionsgleichung für den Wassertransport innerhalb der oberen 6 Schichten berechnet. An der Untergrenze der 6. Schicht in ca. 2,5 m Tiefe wird der kapillare Transport vernachlässigt, der Gravitationsfluß wird dem Abfluß zugerechnet.

Die meisten Parameter des Bodenmodells (Wärmekapazität und -leitfähigkeit, Wasserspeicherkapazität usw.) sind abhängig von der Bodentextur, wobei acht verschiedene Bodentypen (Sand, sandiger Lehm, Lehm, lehmiger Ton, Ton, Eis, Fels und Torf) unterschieden werden.

Als Landpunkte werden alle Gitterelemente behandelt, deren Landanteil größer als 50% ist. Dementsprechend sind alle anderen Gitterpunkte Wasserpunkte. Die räumliche Temperaturverteilung der Wasserpunkte wird durch eine Analyse der Meeresoberflächentemperatur bereitgestellt und während der Vorhersage konstant gehalten. Eine Meereis-Analyse ist für das LMK nicht vorgesehen, da die Anzahl der Wasserpunkte im operationellen Vorhersagegebiet sehr gering ist und dort nur in wenigen Fällen mit einer Meereisbildung zu rechnen ist.

Ein spezielles Seenmodell für die Vorhersage der Temperatur von Binnenseen ist z.Z. in Entwicklung und soll im LME in naher Zukunft getestet werden.

2.5 Externe Parameter

Das LM benötigt folgende Informationen als externe Parameter:

- mittlere orographische Höhe (HSURF)
- Landanteil (FR_LAND)
- Rauigkeitslänge (ZO)
- Bodentyp (SOILTYP)

- Wurzeltiefe (ROOTDP)
- Pflanzenbedeckungsgrad (PLCOV)
- Blattflächenindex (leaf area index, LAI)

Sie werden bei jedem Modelllauf als unveränderliche Felder unter den obigen GRIB-Namen in der Datenbank abgelegt, jedoch nur zum ersten Ausgabetermin ($vv=0$). Als Eingangsdaten für die Berechnung dieser externen Parameter wurden für das LMK folgende Datenquellen genutzt:

- Digitale Geländehöhen in einer Auflösung von 30 Bogensekunden (ca. 1 km) aus dem GLOBE-Datensatz der NOAA/NGDC (National Oceanic and Atmospheric Administration),
- Landnutzungsdaten in 250 m Auflösung aus dem CORINE-Datensatz (CoORDination of INformation on the Environment) des ETC/LC (European Topic Centre on Land Cover) für die meisten europäischen Länder,
- Landnutzungsdaten in 1 km Auflösung, bereitgestellt vom EOS (Earth Observing System) der NASA (National Aeronautics and Space Administration) und basierend auf einer Auswertung von Satellitendaten (AVHRR) durch den USGS (United States Geological Survey), die Universität von Nebraska-Lincoln und das "Joint Research Centre" der europäischen Gemeinschaft,
- digitale Bodenarten in einer Auflösung von 5 Bogenminuten (~ 10 km) aus einem globalen Datensatz der FAO (Food and Agricultural Organization of UNO).

In gebirgigen Regionen ist die Anwendung der mittleren Orographie mit sehr großen Höhenunterschieden von Gitterpunkt zu Gitterpunkt verknüpft. Dies führt zu Defiziten in der räumlichen Verteilung des Niederschlags mit unrealistischen Maxima und Minima. Idealisierte Fallstudien zeigten, daß in diesen Bereichen numerisch erzeugte unphysikalische Strömungsmuster entstehen, falls die topographischen Strukturen nicht ausreichend genau vom Rechengitter aufgelöst werden. Deshalb muß die Orographie räumlich gefiltert werden, um Komponenten kleiner als das *Vierfache* der Maschenweite aus dem Wellenspektrum der mittleren Orographie zu entfernen.

Fallstudien für das hochaufgelöste LMK haben außerdem gezeigt, daß neben der Niederschlagsproblematik auch unphysikalische Werte im Temperatur- und Feuchtefeld an Stellen größter Steilheit der Orographie in den Simulationen auftreten können. Daher wurde für das LMK die Orographiefilterung auf lokal anwendbare Tiefpassfilter umgestellt, die es erlauben, räumlich selektiv eine stärkere Glättung vorzunehmen. So werden im Moment ab einer Höhendifferenz zweier benachbarter Gitterpunkte von über 625 m bereits Skalen kleiner als das *Fünffache* der Maschenweite entfernt.

Weitere Informationen zu den Datenquellen und Vorgehensweisen sind ausführlich im Intranet des DWD unter dem Punkt [externe Parameter](#) im Referat FE14 zu finden.

3 Anfangszustand und Randdaten

3.1 Interpolierte Anfangsbedingungen und Initialisierung

Für experimentelle Vorhersagen und Simulationen mit dem LMK kann der Anfangszustand durch Interpolation der Analysen eines antreibenden Modells (im Normalfall LME) generiert werden. Bei interpolierten Anfangsbedingungen ist generell zu beachten, daß der so berechnete Anfangszustand aufgrund des Unterschiedes in der horizontalen und vertikalen Auflösung nicht sehr gut definiert ist. Daher ist mit einer Einschwingperiode zu rechnen (Spin-up, ca. 3–6 Stunden), in der sich die Strömung auf die hochaufgelöste Topographie einstellt. Der Digitale Filter (DFI) nach Lynch (1997), der beim LME zur Milderung dieser Problematik eingesetzt werden kann, ist noch nicht für die im LMK verwendete auf 2-Zeitebenen basierende Integration angepasst.

3.2 LM-Datenassimilation

3.2.1 Das Nudging-Analyseverfahren

Für den operationellen Betrieb des LME / LMK wurde zur Bereitstellung eines skalenadäquaten Anfangszustands ein Analyseverfahren entwickelt, das auf der sogenannten Nudging-Methode beruht (Schraff, 1996; 1997). Hierbei werden die prognostischen Variablen während der Vorwärtsintegration des Modells mittels eines Zusatzterms in den Gleichungen (dem Nudging-Term) an die beobachteten Werte herangezogen. Die Nudging-Integration liefert somit eine kontinuierliche vierdimensionale Datenassimilation, die insbesondere eine genauere zeitliche Zuordnung der Beobachtungen als die traditionelle intermittierende Assimilation in dreistündigem Rhythmus (wie beim GME) ermöglicht.

Die physikalischen Größen, die mit der Nudging-Methode direkt an die Beobachtungen angepaßt werden, sind der Horizontalwind, die potentielle Temperatur und die relative Feuchte auf allen Modellflächen sowie der Luftdruck auf der untersten Modellfläche. Durch die Anpassung dieser Variablen werden aufgrund des Einbezugs der Modelldynamik und -physik in den Assimilationsprozess die übrigen Modellgrößen indirekt ebenfalls angepasst. Die resultierenden Analysen werden in einstündigen Abständen in die LMK-Datenbank ($ty = lm3an$, $rty = a$) eingebracht (siehe Abschnitt 7.1).

3.2.2 Latent Heat Nudging von Radardaten

Aufgrund der hohen räumlichen Auflösung des LMK ist es erforderlich, eine Assimilation hochaufgelöster Daten vorzunehmen, um einen adäquaten Anfangszustand für das Modell bereit zu stellen. Als hochaufgelöste Daten stehen zur Zeit qualitätsgeprüfte Radarbeobachtungen des DWD-Radarverbundes in einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten und einer horizontalen Auflösung von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ (DX-Komposit) zur Verfügung. Diese

Daten werden auf das LMK-Gitter (s. Abschnitt 4) interpoliert und im Grib-Format (EE=61, tab=2, lvtyp=1, unit=m/h, ty=137) in die Datenbank eingebracht. Mit Hilfe des Latent Heat Nudgings werden diese Radardaten ins Modell assimiliert (Klink und Stephan, 2004). In diesem speziellen Nudging-Verfahren werden aus dem Verhältnis von beobachtetem zu modelliertem Niederschlag sowie der im Modell vorhandenen latenten Wärme Temperaturinkremente bestimmt. Die Temperaturänderung erfolgt unter Beibehaltung der relativen Feuchte, wodurch die spezifische Feuchte entsprechend verändert wird. Die eingebrachten Inkremente beeinflussen die Dynamik des Modells dahingehend, dass sich der Modellniederschlag an die Beobachtung angleicht.

3.2.3 Variationelle Bodenfeuchteanalyse

Zur Zeit wird keine Analyse der Bodenfeuchte im LMK durchgeführt.

3.2.4 Weitere externe Analysen

Einmal pro Tag wird eine Analyse der Meeresoberflächentemperatur durchgeführt. Ausgehend von der vorherigen Analyse als 'first guess', wird die neue Analyse unter Benutzung aller Beobachtungen von Schiffen und Bojen der vorhergehenden 2 Tage mit Hilfe eines Korrekturverfahrens erstellt. In datenarmen Gegenden wird dies über die globale Analyse durch eine Analyse vom NCEP ergänzt, die auch auf Satellitendaten beruht.

Des weiteren wird alle 6 Stunden eine Schneehöhenanalyse erstellt. Sie beruht auf einer einfachen gewichteten Mittelung von SYNOP-Schneehöhenbeobachtungen. Dabei hängt die Wichtung von den horizontalen und vertikalen Abständen zu den Zielgitterpunkten ab. In Gegenden mit geringer Datendichte wird versucht, die Schneehöheninkremente aus SYNOP-Niederschlägen und -Temperaturen abzuleiten.

3.3 Randdatenversorgung

Das LMK benötigt als Ausschnittsmodell eine seitliche Steuerung durch ein antreibendes Modell. Diese Steuerung erfolgt über zeitlich variable Randwerte, die dem LME entstammen. Mithilfe eines vorgeschalteten Interpolationsprogramms (`int21m`), das jedem LMK-Lauf vorangeht, werden die LME-Vorhersagen auf das Gitter des LMK übertragen.

Zur Zeit erfolgt die Interpolation in einstündigen Intervallen, d. h. LMK-Randwerte liegen im Abstand von einer Stunde vor. Modellintern wird an jedem Gitterpunkt linear zwischen jeweils zwei Randdatensätzen zeitlich interpoliert. Die Randdaten liegen nur temporär auf dem Compute Server vor, sie werden nicht in die LMK-Datenbank eingebracht.

4 Horizontale und vertikale Gitterstruktur

4.1 Horizontales Gitter

Die LMK-Felder sind auf einem sphärischen Gitter mit einem in den Pazifik (bei 40.0°N und 170.0°W) verlegten Koordinaten-Nordpol definiert. Die Lage des Koordinaten-Nordpols ist im LMK und LME identisch. Das Gitter ist also kein normales geographisches Gitternetz, sondern ein rotiertes sphärisches Gitter. Die englische Bezeichnungsweise für dieses Gitter lautet 'rotated latitude/longitude grid'. Dies ist in der Grid Description Section (GDS) der LMK-GRIB-Felder mit der Kennung `igds(4) = 10` für den 'Data Representation Type' vermerkt (siehe Abschnitt 5.4).

Rotierte sphärische Koordinaten sind für regionale Wettervorhersagemodelle sehr flexibel und rechenökonomisch, haben allerdings den Nachteil, daß alle Felder für die graphische Darstellung in die für meteorologische Anwendungen übliche polarstereographische Projektion transformiert werden müssen. Hierfür werden von T114 verschiedene Transformationsprogramme (Nähere Informationen durch 'disdwd trafo' auf den Routineservern) bereitgestellt.

4.1.1 Geographische Koordinaten mit rotiertem Pol

Das LMK-Gitter wird auf folgende Weise erzeugt:

- Das normale geographische Gradnetz mit (λ_g, φ_g) - Koordinaten (unter der Annahme, daß die Erde eine perfekte Kugel mit einem (mittleren) Radius von 6371.229 km ist) wird so gedreht, daß der Koordinaten-Nordpol des neuen rotierten (λ, φ) - Systems im Pazifik liegt. Die geographischen Polkoordinaten (λ_N, φ_N) werden folgendermaßen gewählt: $\lambda_N = 170^\circ\text{W}$ und $\varphi_N = 40.0^\circ\text{N}$.
- In diesem neuen rotierten (λ, φ) - Koordinatensystem wird ein äquidistantes Gitter eingeführt. Die Maschenweite beträgt

$$\Delta\lambda = \Delta\varphi = 0.025^\circ \sim 2.8 \text{ km}. \quad (10)$$

Die Transformationsbeziehungen zwischen den geographischen Koordinaten (λ_g, φ_g) und den Koordinaten (λ, φ) des rotierten Systems lassen sich mit einfachen geometrischen Beziehungen aus der sphärischen Trigonometrie ableiten. Die Transformation von rotierten Koordinaten (λ, φ) in geographische Koordinaten (λ_g, φ_g) lautet

$$\lambda_g = \lambda_N - \arctan \left\{ \frac{\cos \varphi \sin \lambda}{\sin \varphi \cos \varphi_N - \sin \varphi_N \cos \varphi \cos \lambda} \right\},$$

$$\varphi_g = \arcsin \{ \sin \varphi \sin \varphi_N + \cos \varphi \cos \lambda \cos \varphi_N \},$$

und für die Rücktransformation von geographischen Koordinaten (λ_g, φ_g) in rotierte Koordinaten (λ, φ) erhält man

$$\lambda = \arctan \left\{ \frac{-\cos \varphi_g \sin(\lambda_g - \lambda_N)}{-\cos \varphi_g \sin \varphi_N \cos(\lambda_g - \lambda_N) + \sin \varphi_g \cos \varphi_N} \right\},$$

$$\varphi = \arcsin \{ \sin \varphi_g \sin \varphi_N + \cos \varphi_g \cos \varphi_N \cos(\lambda_g - \lambda_N) \}.$$

Zu beachten ist, daß in diesen Formeln alle Winkel in Bogenmaß gegeben sind. Um den Winkel in Grad zu erhalten, muß man mit dem Faktor $180/\pi = 57.2957795$ multiplizieren. Wenn man die Formel selbst programmiert, muß darauf geachtet werden, daß der arctan korrekt, d. h. in allen vier Quadranten, ausgewertet wird, weil sonst die Längenangaben um 180° falsch sein können.

In der DWDLIB (`libmisc.a`) befinden sich die vier Funktionen `RLSTORL`, `PHSTOPH`, `RLTORLS` sowie `PHTOPHS`, die die Transformationen zwischen den beiden Koordinatensystemen berechnen. Diese Programme erwarten und geben die Winkel in Grad.

- Das Funktionsunterprogramm `RLSTORL` berechnet aus Länge und Breite des rotierten Systems die geographische Länge (RL).
- Das Funktionsunterprogramm `PHSTOPH` berechnet aus Länge und Breite des rotierten Systems die geographische Breite (PH).
- Das Funktionsunterprogramm `RLTORLS` berechnet aus der geographischen Länge und Breite die Länge im rotierten System (RLS).
- Das Funktionsunterprogramm `PHTOPHS` berechnet aus der geographischen Länge und Breite die Breite im rotierten System (PHS).

Falls die Transformation für sehr viele Punkte oder gar für ein ganzes Feld ausgeführt werden soll, sind die besser optimierten DWDLIB-Programme `PLSTOPL` und `PLTOPLS` sowie `APLSTPL` und `APLTPLS` zu empfehlen. Der Benutzer kann sich die Kurzbeschreibung dieser Programme z.B. mit dem Aufruf `disdwd PLSTOPL` beschaffen. Als Beispiel findet sich im Anhang eine Fortran90-Version dieser Umrechnungsprogramme.

4.1.2 Modellgebiet und Feldstruktur

Das Modellgebiet des LMK (Abb. 3) umfaßt neben Deutschland, der Schweiz und Österreich auch kleinere Teile der jeweils angrenzenden Länder. Mit $IE \times JE = 421 \times 461 = 194081$ Gitterpunkten wird bei einer Maschenweite von 0.025° (~ 2.8 km) eine Fläche von ca. 1300×1200 km² überdeckt. Abbildung 3 zeigt das Modellgebiet des LMK, dargestellt ist die Topographie und die Land-See-Maske im Modellgitter.

Die vier Eckpunkte des LMK-Modellgebiets haben die folgenden Koordinaten (λ, φ) im rotierten System und die Koordinaten (λ_g, φ_g) im geographischen System:

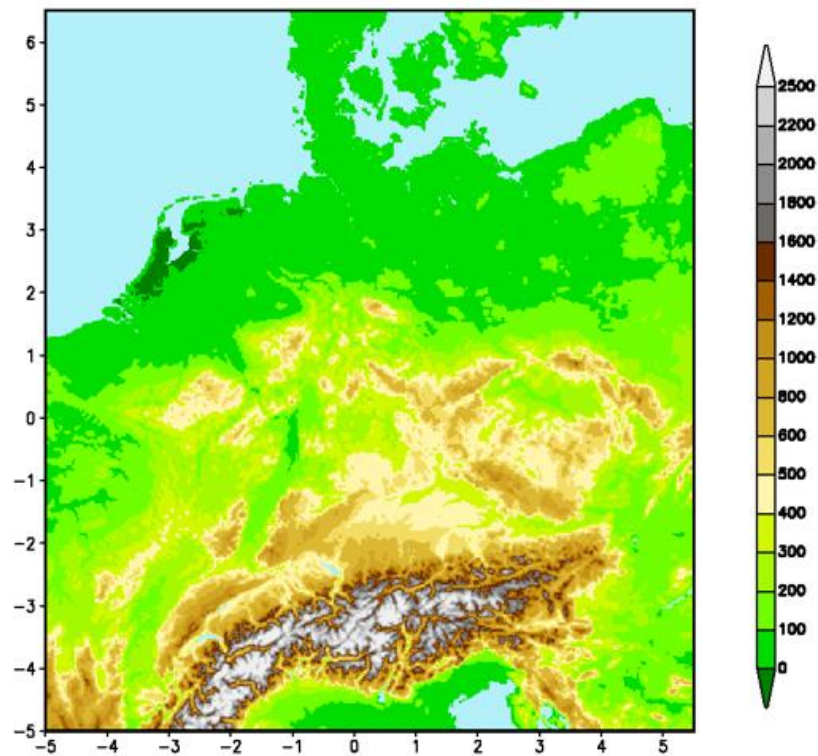


Abbildung 3: Integrationsgebiet des LMK. Topographische Höhe (m) für Landanteile > 50% (für die operationell verwendete gefilterte Orographie). Gradangaben für das rotierte Modellgitter.

Linke untere Ecke:	$\lambda = 05.00^\circ \text{W}$	$\varphi = 05.00^\circ \text{S}$	$\lambda_g = 02.98^\circ \text{W}$	$\varphi_g = 44.77^\circ \text{N}$
Rechte untere Ecke:	$\lambda = 05.50^\circ \text{E}$	$\varphi = 05.00^\circ \text{S}$	$\lambda_g = 17.72^\circ \text{E}$	$\varphi_g = 44.72^\circ \text{N}$
Linke obere Ecke:	$\lambda = 05.00^\circ \text{W}$	$\varphi = 06.50^\circ \text{N}$	$\lambda_g = 01.04^\circ \text{W}$	$\varphi_g = 56.20^\circ \text{N}$
Rechte obere Ecke:	$\lambda = 05.50^\circ \text{E}$	$\varphi = 06.50^\circ \text{N}$	$\lambda_g = 19.84^\circ \text{E}$	$\varphi_g = 56.14^\circ \text{N}$

Für ein beliebiges GRIB-Ausgabefeld FELD sind die Eckpunkte links unten und rechts oben definiert durch die Startindizes $i = 1$ und $j = 1$ bzw. die Endindizes $i = IE = 421$ und $j = JE = 461$. Die Spalten (i) der Feldmatrix FELD(i, j) laufen im rotierten Gitter von West nach Ost, die Zeilen j von Süd nach Nord (Abb. 4).

Ein im GRIB-Code gespeichertes 2D-Feld ist 388510 Bytes lang. Es besteht aus den eigentlichen Daten (Feldwerten), welche durch eine Grid Description Section (GDS) und eine Product Definition Section (PDS) ergänzt werden. Je Feldwert werden zwei Bytes, d. h. 16 Bits verwendet. Eine ausführliche tabellarische Beschreibung der Inhalte der GDS und der PDS findet sich in Abschnitt 5. Beispielsweise stehen die Felddimensionen (IE, JE), die rotierten Koordinaten der linken unteren und der rechten oberen Ecke des Modellgebiets, die Polkoordinaten des rotierten Systems und die vertikale Gitterstruktur in der GDS.

Vorsicht: Die Breiten- und Längenkinkremente des Gitters, d. h. die Maschenweiten $\Delta\lambda$

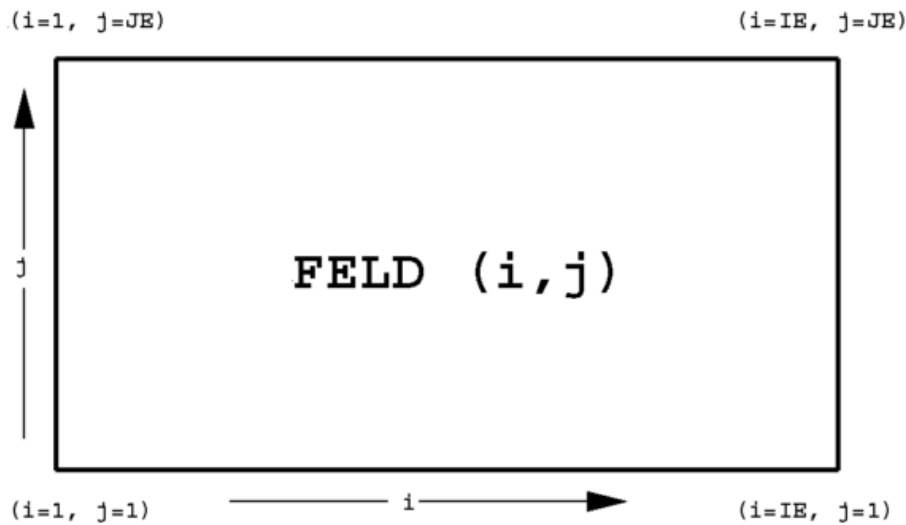


Abbildung 4: Indizierung einer Feldmatrix im Modellgitter.

und $\Delta\varphi$ werden nicht explizit in der GDS abgelegt, da hierfür die Genauigkeit des GRIB1-Codes nicht ausreicht (die Inkremente lassen sich nur mit drei Nachkommastellen verschlüsseln; das ist zwar für das LMK gerade erfüllt, nicht aber für LME). Analog zum LME sollte die Maschenweite des Modellgitters daher vom Anwender aus den Eckkoordinaten und den Felddimensionen errechnet werden (siehe Abschnitt 5.4).

In allen Anschlußprogrammen, die binäre GRIB1-Felder verarbeiten, sollte die Definition der Gitterstruktur grundsätzlich nicht festgelegt, sondern jeweils aus der GDS des jeweiligen Feldes geholt und überprüft werden. Dies erhöht die Flexibilität dieser Programme bei Änderungen der Gebietsgröße oder der Auflösung des Modells.

In den Datenbanken des LMK sind die geographischen Koordinaten (λ_g, φ_g) eines jeden Gitterpunkts unter den Feldern RLON und RLAT gespeichert. Ihnen sind eine bestimmte Elementkennung und Tabellenummer zugeordnet, die in der PDS zu finden sind (siehe Abschnitt 5).

4.1.3 Horizontale Gitterbelegung

Das LMK benutzt wie das LME zur horizontalen Anordnung der Variablen das sogenannte Arakawa-C-Gitter. Dieses Gitter ist aus numerischen Gründen sehr vorteilhaft, hat aber für den Nutzer der LMK/LME-Daten den Nachteil, daß nicht alle Variablen räumlich am selben Gitterpunkt definiert sind. Von den zur Zeit in der Datenbank befindlichen Feldern betrifft dies die horizontalen Windkomponenten U (zonaler Wind u im gedrehten Gitter) und V (meridionaler Wind v im gedrehten Gitter) auf Modellflächen, sowie die Impulsflüsse AUMFL_S und AVMFL_S (siehe Abschnitt 5 zur Spezifikation der GRIB1-Tabelle, der GRIB1-Elementkennung und des Leveltyps dieser Felder).

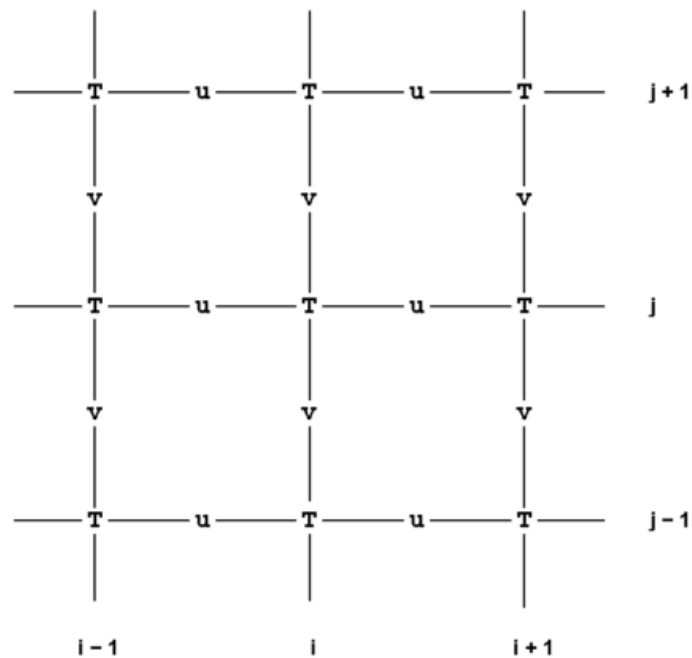


Abbildung 5: Horizontale Anordnung der Variablen im Arakawa-C-Gitter des LMK/LME.

Die Windkomponente U sowie der Impulsfluß $AUMFL_S$ liegen um eine halbe Maschenweite in 'zonaler' Richtung nach 'Osten' verschoben vor und die Windkomponente V sowie der Impulsfluß $AVMFL_S$ sind an einem um eine halbe Maschenweite in 'meridionaler' Richtung nach 'Norden' verschobenen Punkt definiert (siehe Abb. 5). In der GDS dieser Felder ist diese Verschiebung berücksichtigt. Die Verschiebung bezieht sich auf Gitterpunkte, an denen die Temperatur, der Druck und die meisten anderen LMK-Felder definiert sind; diese Punkte heißen 'Massenpunkte'.

Diese Anordnung der Windkomponenten U und V gilt jedoch nur für die Windkomponenten auf Modellflächen ($lvtyp=110$). Um den Nutzern die Anwendung von Winden auf Druckflächen ($lvtyp=100$) und auf Höhenflächen ($lvtyp=103$) sowie vom 10-m-Wind ($lvtyp=105$) zu erleichtern, sind die Windkomponenten U und V auf diesen Flächen schon auf die Massenpunkte interpoliert worden.

4.1.4 Drehung der horizontalen Windkomponenten

Die in der LMK-Datenbank unter den Namen U und V abgelegten Windkomponenten (u, v) beziehen sich auf das rotierte Gitter. Als Vektorkomponenten unterscheiden sie sich von den zonalen (u_g) und den meridionalen (v_g) Winden im geographischen Koordinatensystem. Für eine Darstellung oder Weiterverarbeitung im geographischen Gitter müssen die Windkomponenten somit transformiert werden, um Fehler bei der Interpretation oder Verifikation der Windfelder zu vermeiden. Die Umrechnung zwischen den zonalen und meridionalen Windkomponenten im rotierten (u, v) und im geographischen (u_g, v_g) System

wird mit folgenden Formeln durchgeführt:

$$\begin{aligned} u &= u_g \cos \delta - v_g \sin \delta \\ v &= u_g \sin \delta + v_g \cos \delta \\ \\ u_g &= u \cos \delta + v \sin \delta \\ v_g &= -u \sin \delta + v \cos \delta \end{aligned}$$

wobei δ der Winkel zwischen den Längengraden im geographischen System (λ_g, φ_g) und im rotierten System (λ, φ) ist:

$$\delta = \arctan \left\{ \frac{\cos \varphi_N \sin(\lambda_N - \lambda_g)}{\cos \varphi_g \sin \varphi_N - \sin \varphi_g \cos \varphi_N \cos(\lambda_N - \lambda_g)} \right\}. \quad (11)$$

λ_N und φ_N sind die geographischen Koordinaten des rotierten Pols (siehe Abschnitt 4.1.1). Diese Werte können auch der GDS entnommen werden (siehe Abschnitt 5.4). Der Winkel δ ist für LMK-Gitterpunkte entlang 10°E exakt Null, so daß hier $u = u_g$ und $v = v_g$ gilt. Je weiter der LMK-Gitterpunkt von 10°E entfernt liegt, desto größer ist der Winkel δ .

Die obige Umrechnung (u in u_g und v in v_g) muß auch für die Windkomponenten in 10 m Höhe über der Modellorographie (U_10M und V_10M) durchgeführt werden. Die Böen in 10 m Höhe VMAX_10M sind dagegen als skalare Größe in beiden Koordinatensystemen gleich.

Für die Drehung der horizontalen Windkomponenten sind in der DWDLIB zwei Routinen bereitgestellt:

- das Unterprogramm UVTUUVS berechnet die Windkomponenten u und v im rotierten Gitter aus den Komponenten u_g und v_g im geographischen Koordinatensystem und
- das Unterprogramm UVSTUV berechnen die Windkomponenten u_g und v_g im geographischen Koordinatensystem aus den Komponenten u und v im rotierten Gitter.

Falls die Transformation der Windkomponenten für das ganze LMK-Feld ausgeführt werden soll, sind die besser optimierten Unterprogramme AUVTUUVS und AUVSTUV aus der DWDLIB zu empfehlen.

Wie oben erläutert, liegen die Felder U und V der Windkomponenten auf den hybriden Modellflächen räumlich um eine halbe Maschenweite in die jeweilige Raumrichtung verschoben vor. Aufgrund dieser C-Gitter-Anordnung müssen die Windkomponenten daher zunächst auf einen gemeinsamen Gitterpunkt, den Massengitterpunkt, interpoliert werden. An diesem Punkt sind auch alle anderen Modellvariablen definiert (Temperatur, Druck, Feuchte etc.), insbesondere auch die Felder RLAT und RLON mit den geographischen Breiten- und Längenangaben für die rotierten Gitterpunkte. Die auf den Massengitterpunkt (i,j) interpolierten Windkomponenten UM und VM berechnet man mit der folgenden Programmsequenz

```

DO j = 2, je
  DO i = 2, ie
    um(i,j) = 0.5 * ( u(i,j) + u(i-1,j) )
    vm(i,j) = 0.5 * ( v(i,j) + v(i,j-1) )
  ENDDO
ENDDO

```

aus den Windkomponenten u und v im rotierten Gitter. UM und VM können dann mit der DWDLIB Routine $UVSTOUV$ in die zonalen und meridionalen Windkomponenten im geographischen System umgerechnet werden.

4.2 Vertikale Gitterstruktur

Das LMK verwendet, im Gegensatz z.B. zum hydrostatischen Modell GME, dessen Schichten über den zeitlich veränderlichen Bodendruck definiert sind, zeitlich fixierte Modellschichten. Die Höhe einer Modellschicht – ihr Geopotential – ändert sich also nicht im Verlauf der Integration.

Wie bereits in Abschnitt 2.3 erwähnt, unterscheiden wir Hauptflächen, die die Schichtmitte definieren, und Nebenflächen, die die Schichten nach oben und unten begrenzen. Der Index k der Hauptflächen läuft von $k = 1, \dots, KE$, wobei KE die Anzahl der Schichten in der Vertikalen ist. Die Zahl der Nebenflächen ist demnach $KE + 1$. In der Diskretisierung erhalten die Schichtgrenzen den Index $k' = k - 1/2$ für $k = 1, \dots, KE + 1$. Für die Fortran-Programmierung (INTEGER-Darstellung der Laufindizes) treffen wir die Vereinbarung, daß die obere Nebenfläche einer Schicht den gleichen Laufindex wie die Schichtmitte erhält. k' läuft dann von $k' = 1$ (Oberrand der Modellatmosphäre) bis $k' = KE + 1$ (Erdboden).

Das LMK verwendet in seiner derzeitigen Version $KE = 50$ Schichten (Hauptflächen) mit $KE + 1 = 51$ Schichtgrenzen (Nebenflächen). Es wird ein hybrides Koordinatensystem verwendet, das im oberen Bereich (Stratosphäre) horizontale Modellflächen ($z = const$) aufweist, während im unteren Bereich die Flächen der Modellorographie folgen – und zwar um so genauer, je tiefer die Schicht liegt.

Die vertikale Gitterstruktur wird durch die externe Vorgabe von Werten der Vertikalkoordinate $\tilde{\zeta}_{k'}$ an Modellnebenflächen definiert. Diese Werte sind in den GRIB-Feldern in der GDS gespeichert (siehe Abschnitt 5.4), zusammen mit den drei Parametern p_{SL} , T_{SL} und β (siehe Abschnitt 2.1), die den Grundzustand festlegen, und einem Koordinatenwert $\tilde{\zeta} = \tilde{\zeta}_F$. Dieser Wert legt fest, in welcher Höhe des Hybridsystems die orographiefolgenden Flächen in Flächen konstanter Höhe übergehen.

Für die Nutzer der LMK/LME-Felder in den Datenbanken sind detaillierte Kenntnisse der Vertikalkoordinate in der Regel nicht erforderlich. Als konstantes 3D-Feld ist die Höhe der Modellnebenflächen HHL über Meeresniveau gespeichert, womit die vertikale Gitterstruktur eindeutig definiert ist (die Höhe der Schichtmitte ist als arithmetisches Mittel der begrenzenden Nebenflächen berechenbar). Zudem enthält die

Datenbank den Gesamtdruck P für die Schichtmitten, so daß alle Grafikprodukte erstellbar sein sollten.

Dennoch soll hier der Vollständigkeit halber erläutert werden, wie man aus den Vertikalkoordinaten $\tilde{\zeta}$ den Grundzustand und die Höhe der Modellflächen berechnet. Das LM kann zur Zeit zwei verschiedene Hybridkoordinaten verarbeiten: die normierte druckorientierte Koordinate $\tilde{\zeta} = \eta$ und die z -orientierte Gal-Chen-Koordinate $\tilde{\zeta} = \mu$.

(a) **Die druckorientierte Hybridkoordinate η**

Die η -Koordinate ist ähnlich wie im GME definiert, nur daß sich die Transformationsbeziehung auf den zeitlich konstanten Referenzdruck p_0 bezieht:

$$p_0(\lambda, \varphi, \eta) = A(\eta) + B(\eta) p_0^s(\lambda, \varphi). \quad (12)$$

p_0^s ist hier der Referenzdruck am Boden. Die Koordinate η ist mit dem konstanten Druck p_{SL} normiert. Sie läuft vom Oberrand des Modells, wo sie den Wert $\eta = \eta_T = p_T/p_{SL}$ annimmt, bis zum Unterrand mit $\eta = 1$. p_T ist der Referenzdruck am oberen Rand. Die Bildfunktionen A und B des Hybridsystems lauten:

$$A(\eta) = \begin{cases} p_{SL}\eta & \text{falls } \eta_T \leq \eta \leq \eta_F, \\ p_F(1 - \eta)/(1 - \eta_F) & \text{falls } \eta_F < \eta \leq 1, \end{cases} \quad (13)$$

$$B(\eta) = \begin{cases} 0 & \text{falls } \eta_T \leq \eta \leq \eta_F, \\ (\eta - \eta_F)/(1 - \eta_F) & \text{falls } \eta_F < \eta \leq 1. \end{cases}$$

Der Wert $\eta_F = p_F/p_{SL}$ bezieht sich auf die Höhe mit dem Referenzdruck p_F , in der die geländefolgenden Flächen in horizontale übergehen.

(b) **Die höhenorientierte Hybridkoordinate μ**

Die μ -Koordinate ist eine modifizierte Version der Gal-Chen-Koordinate. Sie definiert ein Hybridsystem mit geländefolgenden Flächen, die in der Höhe $z = z_F$ in horizontale Schichten übergehen. μ läuft vom Boden mit dem Wert $\mu = 0$ bis zum oberen Rand in der Höhe $\mu = z_T$. Zur Trennfläche z_F korrespondiert der Koordinatenwert $\mu_F = z_F$. Die Transformationsbeziehung lautet

$$z(\lambda, \varphi, \mu) = a(\mu) + b(\mu) h(\lambda, \varphi), \quad (14)$$

worin die Bildfunktionen a und b gegeben sind durch

$$a(\mu) = \mu, \quad (15)$$

$$b(\mu) = \begin{cases} 0 & \text{falls } \mu_F \leq \mu \leq \mu_T, \\ (\mu_F - \mu)/\mu_F & \text{falls } 0 \leq \mu < \mu_F. \end{cases}$$

Indem man $z_F = z_T$ setzt, kann auch die übliche nicht-hybride Gal-Chen-Koordinate verwendet werden.

Die (prä-)operationelle Version des LMK nutzt derzeit die μ -Koordinate aus Gl. (14). Der Modelloberrand liegt bei $\mu_T = 22000$ m (damit auch $z_T = 22000$ m über NN). Er liegt also etwas niedriger als im LME und deutlich niedriger als im GME. Die Trennfläche liegt bei $\mu_F = 11357$ m (d. h. $z_F = 11357$ m über NN). In Abschnitt 5.4 wird gezeigt, wie man die Parameter des Grundzustands und die Vertikalkoordinaten $\mu_{k-1/2}$ in ein Fortran-Programm einliest. Um den Boden-Referenzdruck p_0^s zu bestimmen, verwenden wir Gl. (4) in der diskreten Form

$$(p_0^s)_{i,j} = \begin{cases} p_{SL} \exp \left\{ -(T_{SL}/\beta) \left[1 - \sqrt{1 - (2\beta gh_{i,j})/(R_d T_{SL}^2)} \right] \right\} & \text{falls } \beta \neq 0, \\ p_{SL} \exp \left\{ -(gh_{i,j})/(R_d T_{SL}) \right\} & \text{falls } \beta = 0, \end{cases}$$

worin $h_{i,j}$ die Höhe der Modellorographie ist. Sie steht im Feld HSURF in der Datenbank.

Um im Fall der Gal-Chen-Koordinate μ den Referenzdruck an den Nebenflächen zu berechnen, muß lediglich die Höhe $z_{i,j,k-1/2}$ der Schichtgrenzen aus der Koordinatentransformation (14) bestimmt werden und dann der Referenzdruck $p_{i,j,k-1/2}$ (und die Referenztemperatur $T_{i,j,k-1/2}$) mit der statischen Gleichung (4) berechnet werden.

Mit der Höhe der Schichtgrenzen ist die Metrik des geländefolgenden Koordinatensystems eindeutig festgelegt. Aus Referenzdruck und Referenztemperatur kann die Dichte des Grundzustandes über die Gasgleichung berechnet werden.

$$(\rho_0)_k = \frac{(p_0)_k}{R_d(T_0)_k}.$$

Sowohl Druck als auch Höhe der Schichtmitten sind als arithmetisches Mittel der Werte an den Nebenflächen definiert:

$$(p_0)_k = 0.5 \left\{ (p_0)_{k+1/2} + (p_0)_{k-1/2} \right\}, \quad z_k = 0.5 (z_{k+1/2} + z_{k-1/2}).$$

Tabelle 1 gibt die Vertikalkoordinaten μ der Modellnebenflächen k' für die operationelle 50-Schichten-Version des LMK an. Für den speziellen Fall eines Gitterpunktes auf Meeresniveau, also $z^s = 0$, gilt $z = \mu$, außerdem sind die zugehörigen Werte des Referenzdrucks p_0 angegeben. Der Druck und die Höhe der Schichtmitten folgen durch arithmetische Mittelung. Ihre Werte sind in Tab. 2 angegeben. Die unterste Hauptfläche liegt also in etwa 10 m über Grund (für einen Gitterpunkt auf Meeresniveau).

Alle Parameter zur Berechnung der vertikalen Gitterstruktur und der Größen des Grundzustandes nach den obigen Beziehungen sind in der Grid Description Section der GRIB-Felder des LMK enthalten (siehe Abschnitt 5.4). Die GRIB1-Kodierung sieht jedoch keine Kennung zur Unterscheidung von η - und μ -Koordinaten vor. Um diese Gitter zu unterscheiden, muß zunächst das Feld VCOORD der Vertikalkoordinaten ζ aus der GDS gelesen werden. Nehmen die Koordinatenwerte mit dem Schichtindex k monoton zu, handelt es sich um die η -Koordinate; andernfalls liegen die Felder im μ -Koordinatensystem mit von oben nach unten abnehmenden Höhenwerten vor. Der Koordinatenwert η_T bzw. μ_T am Oberrand des Modells ist im ersten Wert VCOORD(1) des Koordinatenfeldes gespeichert.

Tabelle 1: Vertikalkoordinaten μ der Schichtgrenzen (Modellnebenflächen) k' des LMK. Außerdem, für $p_0^s = p_{SL}$, zugehöriger Referenzdruck p_0

k'	μ (m)	p_0 (hPa)
1	22000.0000	30.1282
2	21000.0000	38.0731
3	20028.5703	47.1396
4	19085.3594	57.3756
5	18170.0000	68.8210
6	17282.1406	81.5063
7	16421.4297	95.4524
8	15587.5000	110.6704
9	14780.0000	127.1608
10	13998.5703	144.9138
11	13242.8594	163.9089
12	12512.5000	184.1152
13	11807.1367	205.4913
14	11126.4297	227.9854
15	10470.0000	251.5370
16	9837.5000	276.0756
17	9228.5703	301.5225
18	8642.8594	327.7910
19	8080.0000	354.7879
20	7539.6367	382.4134
21	7021.4297	410.5612
22	6525.0000	439.1231
23	6050.0000	467.9855
24	5596.0664	497.0334
25	5162.8594	526.1485
26	4750.0000	555.2149

k'	μ (m)	p_0 (hPa)
27	4357.1367	584.1151
28	3983.9299	612.7320
29	3630.0000	640.9538
30	3295.0000	668.6692
31	2978.5701	695.7718
32	2680.3601	722.1588
33	2400.0000	747.7345
34	2137.1399	772.4072
35	1891.4299	796.0915
36	1662.5000	818.7104
37	1450.0000	840.1925
38	1253.5698	860.4746
39	1072.8599	879.5000
40	907.5000	897.2220
41	757.1399	913.5995
42	621.4299	928.5995
43	500.0000	942.1985
44	392.5000	954.3790
45	298.5698	965.1316
46	217.8600	974.4533
47	150.0000	982.3502
48	94.6400	988.8329
49	51.4300	993.9182
50	20.0000	997.6311
51	0.0000	1000.0000

Tabelle 2: Höhe z über Meeresniveau und Referenzdruck p_0 der Schichtmitten (Modellhauptflächen) k des LME für $p_0^s = p_{SL}$, außerdem Schichtdicken Δz .

k	z (m)	Δz (m)	p_0 (hPa)	k	z (m)	Δz (m)	p_0 (hPa)
1	21500.00	1000.00	34.10	26	4553.57	392.86	569.66
2	20514.29	971.43	42.61	27	4170.53	373.21	598.42
3	19556.96	943.21	52.26	28	3806.96	353.93	626.84
4	18627.68	915.36	63.10	29	3462.50	335.00	654.81
5	17726.07	887.86	75.16	30	3136.79	316.43	682.22
6	16851.79	860.71	88.48	31	2829.47	298.21	708.97
7	16004.46	833.93	103.06	32	2540.18	280.36	734.95
8	15183.75	807.50	118.92	33	2268.57	262.86	760.07
9	14389.29	781.43	136.04	34	2014.28	245.71	784.25
10	13620.71	755.71	154.41	35	1776.96	228.93	807.40
11	12877.68	730.36	174.01	36	1556.25	212.50	829.45
12	12159.82	705.36	194.80	37	1351.78	196.43	850.33
13	11466.78	680.71	216.74	38	1163.21	180.71	869.99
14	10798.21	656.43	239.76	39	990.18	165.36	888.36
15	10153.75	632.50	263.81	40	832.32	150.36	905.41
16	9533.04	608.93	288.80	41	689.28	135.71	921.10
17	8935.71	585.71	314.66	42	560.71	121.43	935.40
18	8361.43	562.86	341.29	43	446.25	107.50	948.29
19	7809.82	540.36	368.60	44	345.53	93.93	959.76
20	7280.53	518.21	396.49	45	258.21	80.71	969.79
21	6773.21	496.43	424.84	46	183.93	67.86	978.40
22	6287.50	475.00	453.55	47	122.32	55.36	985.59
23	5823.03	453.93	482.51	48	73.03	43.21	991.38
24	5379.46	433.21	511.59	49	35.72	31.43	995.77
25	4956.43	412.86	540.68	50	10.00	20.00	998.82

5 Die Ausgabefelder des LMK

Die Schnittstelle des LMK zum Einlesen von Anfangs- und Randdaten sowie zum Schreiben von Ergebnisdaten sind verschiedene auf dem Modellgebiet definierte Felder. Um Plattenplatz zu sparen und um den Datenaustausch mit anderen Zentren zu erleichtern, wird ein internationales binäres Standardformat verwendet – der GRIB-Code Edition 1 (GRIB1). Eine umfangreiche Dokumentation des GRIB-Codes kann man sich mit `disdwdg=e1` und im Internet unter <http://www.wmo.ch/web/www/WMOCodes.html#Operational> besorgen.

Im GRIB-Code liegen die Felder in dicht gepackter Form vor. Für jedes Feld sind drei Abschnitte vorhanden:

- (a) die eigentlichen **Gitterpunktsdaten**. Für LMK wird ein einzelner Datenwert nur durch 16 Bits = 2 Bytes repräsentiert. Durch die Felddarstellung im gepackten GRIB-Format wird also die ursprünglich hohe Genauigkeit im Modell (14 Dezimalstellen) auf etwas weniger als 5 Dezimalstellen vergrößert.
- (b) die **Grid Description Section (GDS)**. Sie enthält detaillierte Angaben über die horizontale und vertikale Gitterstruktur, die Dimension und die Lage des jeweiligen Feldes. Abschnitt 5.4 zeigt den Aufbau der GDS für ein LMK-Feld.
- (c) die **Product Definition Section (PDS)**. Sie beschreibt den Inhalt des Feldes: den Bank-Typ (Vorhersage oder Analyse), das Element (ee), den Flächentyp (lvtyp), die Hauptfläche (lvt) oder Nebenflächen (lv), das Datum (d) und die Vorhersagezeit (vv). Abschnitt 5.3 zeigt den Aufbau der PDS an einem Beispiel.

Das Programm `grbin1` der DWDLIB dient zum Dekodieren der binären GRIB1-Felder. Es liefert neben dem entpackten Datensatz auch die Inhalte der PDS und der GDS in den INTEGER-Feldern `ipds` und `igds`.

Zu beachten ist die erstmals viertelstündliche Ausgabe eines operationellen NWP-Modells im DWD. In der GRIB-PDS muß dazu der 'time unit indicator' von TUI=1 (d.h. ein Zeitintervall von 1 h) auf TUI=13 (d.h. 1/4 h-Ausgabe) gesetzt werden. Das bedeutet, daß sich in allen Anschlußprogrammen, die aus der Datenbank Grib-Felder extrahieren, der Vorhersagezeitpunkt `vv` nicht mehr auf die stündliche Ausgabe bezieht. Da dies in der Anfangszeit vermutlich noch auf Anpassungsprobleme stossen wird (TUI=13 ist zudem kein WMO-Standard), werden vorläufig die GRIB-Felder zu den stündlichen Ausgabeterminen (xx:00) mit TUI=1 ausgegeben und die Ausgabezeitpunkte xx:15, xx:30, xx:45 mit TUI=13.

5.1 GRIB-Kennungen der LMK-Felder

Die folgenden Tabellen 3–11 geben einen Überblick über die Ausgabefelder des LMK. In Kapitel 7 ist beschrieben, welche GRIB1-Felder zu welchen Zeitpunkten tatsächlich in

den Datenbanken abgelegt werden. In GRIB1 ist eine Variable neben der Elementnummer (ee) auch durch eine Tabellenummer (tab) gekennzeichnet. Die offizielle WMO-Tabelle (tab=2) der Elemente erfaßt nicht alle Feldgrößen des LMK, deshalb werden zusätzlich die nationalen Tabellen (tab=201, tab=202 und tab=203) genutzt. Zusätzlich wird für jedes Element sein zugehöriger, im Fortran-Programm des LMK vereinbarter Feldname NAME angegeben (der aber für das Lesen von GRIB-Feldern irrelevant ist) und seine physikalische Einheit (unit).

Bei den Ausgabefeldern des LMK muß man zwischen sogenannten **Ein-Flächen-Feldern** und **Viel-Flächen-Feldern** unterscheiden. Ein-Flächen-Felder sind z. B. der Bodendruck, die Bodentemperatur oder die Windkomponenten in 10 m über Grund. Viel-Flächen-Felder liegen für alle hybriden Modellschichten oder für die Schichtgrenzen (Nebenflächen) vor. Modellvariablen, die an den Hauptflächen als Schichtwerte definiert sind, erhalten die Kennung lvtyp = 110. Für diese Felder steht der Index (k) der oberen Schichtgrenze in der Kennung lvt, der der unteren Schichtgrenze ($k + 1$) in lv. Der Index der Schicht wird vereinbarungsgemäß mit lvt angesprochen. Die Vertikalgeschwindigkeit und die Höhe der Schichtgrenzen sind an Modellnebenflächen mit der Kennung lvtyp = 109 definiert. Der Index der Schichtgrenze ist der Kennung lv zu entnehmen.

Neben den Variablen im dreidimensionalen Modellgitter werden Viel-Flächen-Felder auch durch vertikale Interpolation auf **Druckflächen** und **z-Flächen** bereitgestellt (siehe Tab. 8 und Tab. 9). Zur Zeit erfolgt die Ausgabe der Analysen und Vorhersagen für folgende Flächen:

- p-Flächen: 1000, 950, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200 hPa
- z-Flächen: 1000, 2000, 3000, 5000 m (über NN)

In den Vorhersagen werden zusätzlich die z-Flächen in 500 m und 1500 m Höhe ausgegeben. Felder auf Druckflächen erhalten die Kennung lvtyp = 100, Felder auf z-Flächen die Kennung lvtyp = 103. Den Druckwert (*pres*) bzw. die Höhe (*z*) der jeweiligen Fläche entnimmt man der Kennung lv (in hPa bzw. in m).

Ein wichtiger Unterschied zum GME besteht in der Ablage der konstanten Felder des LME/LMK. Da das Modellgebiet variabel verschiebbar sein soll, können diese Felder **nicht** mehr vordefiniert unter **d=000000** gespeichert werden. Sie werden deshalb für jeden Modelllauf in die Datenbank geschrieben, aber nur zum ersten Ausgabetermin, d. h. **nur für vv=00h**.

Im Gegensatz zum LME wird im LMK keine Parametrisierung der hochreichenden Konvektion verwendet. Alle damit zusammenhängenden Ausgabegrößen entfallen somit. Dies sind der konvektive Niederschlag (RAIN_CON, SNOW_CON) sowie die Felder zur Beschreibung der Konvektion (u.a. BAS_CON, HBAS_CON, TOP_CON, HTOP_CON, MFLX_CON, CAPE_CON, QCVG_CON und TKE_CON).

Darüber hinaus liefert das LMK aber auch neue Analyse- und Vorhersagefelder. Dies sind neben der zusätzlichen Niederschlagsgröße Graupel (GRAU_GSP) auch Felder aus

der Parametrisierung der flachen Konvektion (HBAS_SC, HTOP_SC) sowie synthetisch erzeugte Radarbilder (DBZ_850 bzw. DBZ_CMAX).

Neben der bisher üblichen stündlichen Ausgabe erfolgt im LMK für bestimmte Felder auch eine viertelstündliche Ausgabe, um die Entwicklung kleinskaliger Phänomene besser einschätzen und somit vorhersagen zu können. Die Ausgabefrequenz der einzelnen Felder kann in den nachfolgenden Tabellen aus der Spalte **AF** entnommen werden. Die Angaben gelten in Minuten (siehe dazu auch Kapitel 7).

Aufgrund der hohen räumlichen Auflösung des LMK sind die Modellergebnisse auf der Gitterpunktsskala nur schwer interpretierbar. Daher wird in den Anschlußverfahren für spezielle Felder eine Mittelwertbildung über 5x5 Gitterpunkte vorgenommen. Zusätzlich werden einige dieser Mittelwerte an die Verteilungsfunktion des ursprünglichen Feldes angeeicht. Desweiteren werden mit Hilfe der Umgebungsmethode Überschreitungswahrscheinlichkeiten für bestimmte warnwürdige Ereignisse bestimmt (Theis 2005).

5.2 Hinweise zu einigen speziellen Feldern

In diesem Abschnitt sollen einige Hinweise zu den LMK-Feldern in den Datenbanken gegeben werden, um Mißverständnisse bei der Nutzung der Daten zu vermeiden.

Eine häufige Quelle von Fehlinterpretationen liegt darin begründet, daß gleichzeitig Momentanwerte und zeitlich integrierte Größen betrachtet werden, wie z. B. die Niederschlagsmenge (aufsummiert über die Vorhersagezeit) und Bewölkung (Momentanwert); es kann aber durchaus vorkommen, daß es in der letzten Stunde geregnet hat, ohne daß zum Termin noch Bewölkung vorhanden ist – so daß es scheinbar aus heiterem Himmel regnet.

Generell ist zu beachten, daß im LMK die nichthydrostatischen Grundgleichungen auf einem starren vertikalen Gitter gelöst werden. Damit treten im Vergleich zum hydrostatischen Modell GME einerseits neue prognostische Variablen als dreidimensionale Felder auf – wie z. B. die physikalische Vertikalgeschwindigkeit w im z -System und der nichthydrostatische Druck p – während altbekannte 3D-Felder komplett entfallen – wie z. B. die Vertikalgeschwindigkeit ω im Modellflächen-System.

Andererseits müssen bestimmte Felder neu interpretiert werden. So wird etwa das Geopotential der Modellflächen zu einer zeitlich festen Größe, da sich die Flächen nicht mehr wie bei hydrostatischen Modellen im Raum bewegen. Die Höhe z der Modellflächen wird daher als konstantes Feld mit dem Namen HHL (height of half levels) unter $vv = 0$ abgespeichert. Weiterhin ist bei der Interpretation der dreidimensionalen Felder zu beachten, daß es modellintern keinen Zusammenhang zwischen Druck und Höhe gibt, da die hydrostatische Grundgleichung nicht verwendet wird.

5.2.1 Unveränderliche Felder

- HHL

Tabelle 3: Unveränderliche Felder des LMK.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit
HHL	Geometrische Höhe der Schichtgrenzen über NN	8	2	109	-	k	m
FIS	Geopotential der Erdoberfläche	6	2	1	-	-	m ² /s ²
HSURF	Geometrische Höhe der Erdoberfläche über NN	8	2	1	-	-	m
FR_LAND	Landanteil	81	2	1	-	-	1
SOILTYP	Bodentyp	57	202	1	-	-	-
RLAT	Geographische Breite	114	202	1	-	-	°N
RLON	Geographische Länge	115	202	1	-	-	°E
ROOTDP	Wurzellänge	62	202	1	-	-	m
FC	Coriolisparameter	113	202	1	-	-	s ⁻¹
PLCOV	Pflanzenbedeckung	87	2	1	-	-	%
LAI	Blattflächenindex	61	202	1	-	-	1
HMO3	Höhe des Ozonmaximums	64	202	1	-	-	Pa
VI03	Vertikal integr. Ozongehalt	65	202	1	-	-	Pa(O ₃)
FOR_E	Bedeckungsgrad Nadelwald	75	202	1	-	-	1
FOR_D	Bedeckungsgrad Laubwald	76	202	1	-	-	1

Tabelle 4: Hybride Viel-Flächen-Felder auf der Modellschicht k für LMK-Analysen und -Vorhersagen.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
U	Zonaler Wind	33	2	110	k	k+1	m/s	60
V	Meridionaler Wind	34	2	110	k	k+1	m/s	60
W	Vertikalwind w	40	2	109	-	k	m/s	15
P	Druck	1	2	110	k	k+1	Pa	60
PP	Druckabweichung	139	201	110	k	k+1	Pa	60
T	Temperatur	11	2	110	k	k+1	K	60
QV	Spezifische Feuchte	51	2	110	k	k+1	kg/kg	60
QC	Spezifischer Wolkenwassergehalt	31	201	110	k	k+1	kg/kg	60
QI	Spezifischer Wolkeneisgehalt	33	201	110	k	k+1	kg/kg	60
QR	Spezifischer Regenwassergehalt	35	201	110	k	k+1	kg/kg	60
QS	Spezifischer Schneewassergehalt	36	201	110	k	k+1	kg/kg	60
QG	Spezifischer Graupelwassergehalt	39	201	110	k	k+1	kg/kg	60
Q_SEDIM	Spez. Masse sedimentier. Partikel	99	201	110	k	k+1	kg/kg	60
CLC	Wolkenbedeckungsgrad	29	201	110	k	k+1	%	60
TKE	Turbulente kinetische Energie	152	201	109	-	k	m ² /s ²	15
TKVM	Turb. Diffusionskoeffizient für vertikalen Impulstransport	153	201	109	-	k	m ² /s	60
TKVH	Turb. Diffusionskoeffizient für vertikalen Wärme- und Feuchtetransport	154	201	109	-	k	m ² /s	60

Tabelle 5: Ein-Flächen-Felder für LMK-Analysen und -Vorhersagen. Die mit (m) gekennzeichneten Elemente stellen Mittelwerte über den Vorhersagezeitraum dar.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
PS	Unreduzierter Bodendruck	1	2	1	-	-	Pa	60
PMSL	Auf NN reduzierter Bodendruck	2	2	102	-	-	Pa	60
T.SNOW	Schneetemperatur	203	201	1	-	-	K	60
T.S	Temperatur der Erdoberfläche	85	2	111	-	0	K	60
T.G	Temperatur der Unterlage	11	2	1	-	-	K	60
QV.S	Spezifische Feuchte an der Oberfläche	51	2	1	-	-	kg/kg	60
W.SNOW	Wassergehalt der Schneedecke	65	2	1	-	-	kg/m ²	60
RHO.SNOW	Schneedichte	133	201	1	-	-	kg/m ²	60
H.SNOW	Höhe der Schneedecke	66	2	1	-	-	m	60
W.I	Wassergehalt des Interzeptionsspeichers	200	201	1	-	-	kg/m ²	60
TCM	Turb. Transferkoeffizient für Impuls an der Oberfläche	170	201	1	-	-	-	60
TCH	Turb. Transferkoeffizient für Wärme und Feuchte an der Oberfläche	171	201	1	-	-	-	60
Z0	Rauhigkeitslänge	83	2	1	-	-	m	60
ALB.RAD	Albedo des Bodens im Kurzwelligen	84	2	1	-	-	%	60
FRESHSNW	Indikator der Schneealterung zur Schneetalbedobestimmung	129	201	1	-	-	1	60
ASOB.S	Kurzwe. Strahlungsbilanz an der Oberfläche (m)	111	2	1	-	-	W/m ²	60
ATHB.S	Langwe. Strahlungsbilanz an der Oberfläche (m)	112	2	1	-	-	W/m ²	60
APAB.S	Bilanz der photosynthetisch aktiven Strahlung an der Oberfläche (m)	5	201	1	-	-	W/m ²	60
ASOB.T	Kurzwe. Strahlungsbilanz am Modelloberrand (m)	113	2	8	-	-	W/m ²	60
ATHB.T	Langwe. Strahlungsbilanz am Modelloberrand (m)	114	2	8	-	-	W/m ²	60
ZHD	integrierte Brechung in trockener Atmopshäre	123	1	1	-	-	-	60
ZWD	integrierte Brechung in trockener Atmopshäre	122	1	1	-	-	-	60
ZTD	integrierte Brechung in gesamter Atmopshäre	121	1	1	-	-	-	60

Tabelle 6: Ein-Flächen-Felder für LMK-Analysen und -Vorhersagen. Die mit (s) gekennzeichneten Felder sind seit Vorhersagebeginn summiert, und (i) kennzeichnet Felder, die in einem Zeitintervall definiert sind.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
RAIN_GSP	Skaliger Regen (s)	102	201	1	-	-	kg/m ²	15
SNOW_GSP	Skaliger Schnee (s)	79	2	1	-	-	kg/m ²	15
GRAU_GSP	Skaliger Graupel (s)	132	201	1	-	-	kg/m ²	15
TOT_PREC	Gesamtniederschlag (s)	61	2	1	-	-	kg/m ²	15
PRR_GSP	Niederschlagsrate, skal. Regen	100	201	1	-	-	kg/s/m ²	15
PRS_GSP	Niederschlagsrate, skal. Schnee	101	201	1	-	-	kg/s/m ²	15
PRG_GSP	Niederschlagsrate, skal. Graupel	102	201	1	-	-	kg/s/m ²	15
RUNOFF_S	Oberflächenabfluß (s)	90	2	112	0	10	kg/m ²	60
RUNOFF_G	Bodenwasserabfluß (s)	90	2	112	10	190	kg/m ²	60
AEVAP_S	Feuchtefluß an der Oberfläche (s)	57	2	1	-	-	kg/m ²	60
TDIV_HUM	Vertikal integr. Divergenz spezifischer Feuchte (s)	42	201	1	-	-	kg/m ²	60
TWATER	Vertikal integr. Wasser	41	201	1	-	-	kg/m ²	60
TQV	Vertikal integr. Wasserdampf	54	2	1	-	-	kg/m ²	60
TQC	Vertikal integr. Wolkenwasser	76	2	1	-	-	kg/m ²	60
TQI	Vertikal integr. Wolkeneis	58	2	1	-	-	kg/m ²	60
U_10M	Zonaler 10m-Wind	33	2	105	-	10	m/s	60
V_10M	Meridionaler 10m-Wind	34	2	105	-	10	m/s	60
T_2M	2m-Temperatur	11	2	105	-	2	K	60
TD_2M	2m-Taupunkt	17	2	105	-	2	K	60
RELHUM_2M	2m-relative Feuchte	52	2	105	-	2	%	60
TMIN_2M	Minimum der 2m-Temperatur	16	2	105	-	2	K	60
TMAX_2M	Maximum der 2m-Temperatur (i)	15	2	105	-	2	K	60
VMAX_10M	Maximum der 10m-Windgeschwindigkeit (i)	187	201	105	-	10	m/s	60
CLCT	Gesamtbedeckungsgrad mit Wolken	71	2	1	-	-	%	60
CLCH	Bedeckungsgrad mit hohen Wolken (0 - 400 hPa)	75	2	1	-	-	%	60
CLCM	Bedeckungsgrad mit mittelhohen Wolken (400 - 800 hPa)	74	2	1	-	-	%	60
CLCL	Bedeckungsgrad mit niedrigen Wolken (800 hPa - Boden)	73	2	1	-	-	%	60
CLDEPTH	Modifizierte Wolkenmächtigkeit	203	203	1	-	-	1	60
CLCT_MOD	Modifizierter Gesamtbedeckungsgrad	204	203	1	-	-	1	60
HBAS_SC	Höhe der Basis der flachen Konvektion über NN (i)			2	-	-	m	60
HTOP_SC	Höhe der Obergrenze der flachen Konvektion über NN (i)			3	-	-	m	60
DBZ_850	Radarreflektivität in 850 hPa	230	201	1	-	-	1	15
DBZ_CMAX	Maximum der Radarreflektivität innerhalb der Modellsäule	230	201	200	-	-	1	15

Tabelle 7: Ein-Flächen-Felder für LMK-Analysen und -Vorhersagen. Die mit (m) gekennzeichneten Elemente stellen Mittelwerte über den Vorhersagezeitraum dar.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
HTOP_DC	Obergrenze trockener Konvektion über NN	82	201	1	-	-	m	60
HZEROCL	Höhe der 0°C-Grenze über NN	84	201	4	-	-	m	60
AUMFL.S	u-Impulsfluß an der Oberfläche (m)	124	2	1	-	-	N/m ²	60
AVMFL.S	v-Impulsfluß an der Oberfläche (m)	125	2	1	-	-	N/m ²	60
ASHFL.S	Fühlbarer Wärmefluß an der Oberfläche (m)	122	2	1	-	-	W/m ²	60
ALHFL.S	Latenter Wärmefluß an der Oberfläche (m)	121	2	1	-	-	W/m ²	60

Tabelle 8: Auf Druckflächen pres (in hPa) interpolierte Felder für LMK-Analysen und -Vorhersagen.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
U	Zonaler Wind	33	2	100	-	pres	m/s	60
V	Meridionaler Wind	34	2	100	-	pres	m/s	60
OMEGA	Vertikalbewegung ω	39	2	100	-	pres	Pa/s	60
FI	Geopotential	6	2	100	-	pres	m ² /s ²	60
T	Temperatur	11	2	100	-	pres	K	60
RELHUM	Relative Feuchte	52	2	100	-	pres	%	60

Tabelle 9: Auf z-Flächen z (in m) interpolierte Felder für LMK-Analysen und -Vorhersagen.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
U	Zonaler Wind	33	2	103	-	z	m/s	60
V	Meridionaler Wind	34	2	103	-	z	m/s	60
W	Vertikalwind w	40	2	103	-	z	m/s	60
P	Druck	1	2	103	-	z	Pa	60
T	Temperatur	11	2	103	-	z	K	60
RELHUM	Relative Feuchte	52	2	103	-	z	%	60

Tabelle 10: Mehr-Schichten-Felder des Bodenmodells mit Schichtindex k für LMK-Analysen und -Vorhersagen.

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
T_S0	Mehr-Schichten-Bodentemperatur	197	201	111	-	k	K	60
W_S0	Mehr-Schichten-Gesamt-Bodenwassergehalt	198	201	111	-	k	kg/m ²	60
W_S0_ICE	Mehr-Schichten-Bodeneisgehalt	199	201	111	-	k	kg/m ²	60

Tabelle 11: Ein-Flächen-Felder für LMK-Vorhersagen aus Anschlußverfahren (Postprocessing).

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
WW	Interpretiertes Wetter im WMO-Schlüssel	99	203	1	-	-	-	60

Geometrische Höhe der Schichtgrenzen (Modellflächen) über Meeresniveau.

- FIS

Geopotential der Erdoberfläche. Diese Größe ist abgeleitet aus hochauflösenden Daten (GLOBE, Auflösung etwa 1 km × 1 km) durch Mittelwertbildung über das jeweilige LMK-Gitterelement. Innerhalb von diesem erscheinen daher alle Höhen und Täler eingeebnet (vgl. Abschnitt 2.5).

- HSURF

Geometrische Höhe der Erdoberfläche über Meeresniveau (Modell-Orographie). Es gilt $FIS = g \cdot HSURF$ mit $g = 9,80665 \text{ m/s}^2$.

- FR_LAND

Landanteil innerhalb des Gitterelements. Ebenfalls abgeleitet aus einem hochauflösenden Datensatz wie FIS. Die Werte liegen zwischen 0 und 1. Im LMK werden Gitterpunkte mit $FR_LAND \geq 0,5$ als Landpunkte behandelt.

- SOILTYP

Bodentyp (Bodentextur) des Landanteils. SOILTYP gibt die vorherrschende Bodenart im Gitterelement an und ist für alle Bodenschichten gleich. Die Bodentypen sind durch die Zahlen 1–9 verschlüsselt:

- | | | |
|------------------|---------|-----------------|
| 1: Eis | 2: Fels | 3: Sand |
| 4: Sandiger Lehm | 5: Lehm | 6: Toniger Lehm |
| 7: Ton | 8: Torf | 9: Wasser |

Der Bodentyp bestimmt vor allem das Porenvolumen des Bodens, also die maximale Wassermenge, die der Boden aufnehmen kann. Zum Beispiel können in einer 10 cm dicken Bodenschicht maximal etwa 3,6 cm Wasser bei Sand oder 8,6 cm bei Torf gespeichert werden.

- ROOTDP
Wurzeltiefe. Ein Parameter, der für den Wassertransport aus der tieferen Erdbodenschichten in die Atmosphäre wichtig ist. In den Außertropen unterliegt ROOTDP einem empirischen Jahresgang mit etwa 12 cm im Winter und 90 cm im Sommer.
- PLCOV
Pflanzenbedeckungsgrad (klimatologischer Wert zwischen 0 und 100%). Zur Zeit gibt es im Modell einen Jahresgang aus klimatologischen Daten. Es ist geplant, einen aktuellen Pflanzenbedeckungsgrad aus Satellitendaten (NDVI-Index) bereitzustellen.
- LAI
Blattflächenindex. Es gibt im Modell einen Jahresgang aus klimatologischen Daten.
- HM03
Höhe des stratosphärischen Ozonmaximums. Vom EZMW wurde aus dem spärlichen Beobachtungsmaterial eine klimatologische Verteilung ermittelt, welche durch eine einfache Formel (wenige Kugelflächenfunktionen) die sehr großräumige geographische Verteilung und den jahreszeitlichen Gang darstellt. Ein eventuell vorhandenes zweites Ozonmaximum in Bodennähe bleibt außer Betracht. HM03 wird bei der Strahlungsrechnung verwendet.
- VI03
Vertikal integrierter Ozongehalt. Die klimatologische Verteilung wurde vom EZMW ebenfalls durch eine räumlich und zeitlich variierende Formel angenähert. Die aktuelle Ozonverteilung oder gar das Phänomen des Ozonlochs wird dadurch natürlich nicht erfaßt. VI03 wird bei der Strahlungsrechnung verwendet.
- FOR_E, FOR_D
Pflanzenbedeckungsgrad von Nadelwald FOR_E bzw. Laubwald FOR_D. Anhand dieser konstanten Felder wird im Fall einer Schneebedeckung eine Korrektur der Albedo vorgenommen. Sie bewirkt eine Reduktion der hohen Albedowerte für Schnee und trägt damit der Tatsache Rechnung, dass Waldflächen auch in Gegenwart von Schnee in der Regel eine relativ geringe Reflektivität für solare Strahlung aufweisen.

5.2.2 Atmosphären-Felder (Modellgitter)

- U, V
Die Felder U und V enthalten die zonalen bzw. meridionalen Windkomponenten (u, v) im rotierten Gitter des LMK. Daher ist für die Darstellung oder Interpretation im geographischen Gitter eine Drehung dieser Windkomponenten erforderlich.
- W
Physikalische Vertikalgeschwindigkeit w in (m/s). W ist an den Modellnebenflächen, d. h. den Schichtgrenzen (lvtyp=109) definiert.

- P, PP
Das Feld P enthält den nichthydrostatischen Druck $p = p_0 + p'$. P ist an Modellhauptflächen, d. h. an der Schichtmitte definiert (lvtyp=110). Er setzt sich aus einem Referenzdruck P0, der nur von der Höhe abhängt, und einer zeitlich variablen Druckabweichung PP zusammen.
- QC
QC gibt den spezifischen Wassergehalt der kleinen, in der Luft suspendierten Wolkentröpfchen an (cloud droplets). Man spricht kurz vom Wolkenwassergehalt (cloud water content). Wolkenwasser tritt mit der derzeitigen Parametrisierung nur dann auf ($QC > 0$), wenn das gesamte Gitterelement wassergesättigt ist. In diesem Fall beträgt die relative Feuchte ebenso wie der Bedeckungsgrad CLC in dieser Schicht 100%.
- QI
Spezifischer Wolkeneisgehalt. QI setzt sich ähnlich wie QC aus kleinen, in der Luft suspendierten Eiskristallen zusammen, die keine nennenswerte Relativbewegung zur Luftströmung aufweisen.
- QR, QS, QG
Spezifische Wassergehalte von Regen, Schnee und Graupel. Diese drei Wasserkategorien weisen eine größenabhängige Fallgeschwindigkeit (Sedimentation) auf.
- Q_SEDIM
Spezifischer Wassergehalt aller sedimentierenden Größen, also

$$Q_SEDIM = QR + QS + QG$$

(Anm.: diese Größe ersetzt die frühere LM-Variable QRS¹)

- CLC
Neben den prognostischen Modellvariablen wird der Gesamtbedeckungsgrad CLC in jeder Modellschicht als diagnostischer Parameter ausgegeben. Er setzt sich aus zwei Anteilen zusammen, einem stratiformen und einem, der mit dem Auftreten von Feuchtkonvektion verknüpft ist (siehe Abschnitt 2.4). Ist in einem Gitterelement der Wolkenwassergehalt $QC > 0$ (dafür ist Voraussetzung, daß die relative Feuchte bezogen auf Wasser gleich 100% ist), so wird das Gitterelement in dieser Schicht als vollständig bedeckt angenommen, d. h. der stratiforme Anteil ist gleich 100%. Der Wolkeneisgehalt QI hingegen muß einen Schwellwert übersteigen, damit vollständige Bedeckung angenommen wird. Damit wird vermieden, daß schon dünne Cirren zu einer vollständigen Bedeckung führen. Bei Untersättigung wird der stratiforme Anteil aus einer empirischen Funktion des Drucks und der relativen Feuchte berechnet, wobei die parametrisierte flache Konvektion berücksichtigt wird.

¹QRS ist eben nicht nur die Summe aus QR und QS, sondern enthält auch die nicht-sedimentierende Klasse QI, nicht jedoch QC. QRS ist damit (historisch gewachsen) eine schwer interpretierbare Größe geworden.

- TKE

TKE gibt den Wert der Turbulenten Kinetischen Energie (TKE) auf Nebenflächen an. Sind $\overline{u'^2}$, $\overline{v'^2}$ und $\overline{w'^2}$ die Varianzen der subskaligen Fluktuationen der Windgeschwindigkeitskomponenten, so ist die TKE definiert als $TKE = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$. Die TKE wird im Rahmen der Turbulenzschließung zweiter Ordnung berechnet und ist im operationellen LMK die Lösung einer prognostischen Gleichung. In der Darstellung der turbulenten Diffusionskoeffizienten taucht $\sqrt{2 TKE}$ als Faktor auf. Auf dem Level $\mathbf{k} = \mathbf{ke} + 1$, also der untersten Nebenfläche, wird der untere Randwert ausgegeben, welcher im operationellen Transferschema des LMK bei der Darstellung der Transferkoeffizienten benutzt wird.

5.2.3 Bodenfelder

Die folgenden Felder sind Ein-Flächen-Felder am Erdboden oder Mehr-Flächen-Felder im Erdboden, die unmittelbar mit dem prognostischen Gleichungssatz des Bodenmodells verknüpft sind oder diagnostisch aus verschiedenen Parametrisierungsverfahren resultieren.

- PS

Nichthydrostatischer Bodendruck (unreduziert) an der Erdoberfläche. Im LMK wird PS durch eine einfache Extrapolation des prognostizierten Gesamtdrucks auf der untersten Modellhauptfläche berechnet. PS wird also nicht – wie in hydrostatischen Modellen – mithilfe der hydrostatischen Grundgleichung und der vertikal integrierten Kontinuitätsgleichung berechnet, sondern enthält Beiträge durch vertikale Imbalancen des Druck-Masse-Feldes. Der Bodendruck ist somit auch kein strenges Maß für das Gewicht der Luftsäule über dem jeweils betrachteten Gitterpunkt – obwohl diese Beziehung natürlich näherungsweise erfüllt ist.

- PMSL

Auf NN reduzierter Bodendruck (mean sea level pressure). Hierbei wird der nichthydrostatische Druck PS mit standardisierten Reduktionsmethoden auf Meeresniveau extrapoliert. Zur Erleichterung der graphischen Darstellung wird das so berechnete Feld noch einer leichten Glättung mittels digitalem Filter der Länge 4 unterzogen.

- T_SNOW

Temperatur der Schneeoberfläche.

- T_S

Temperatur an der Grenzfläche Erdboden-Atmosphäre oder – falls Schnee vorhanden ist – an der Grenzfläche Erdboden-Schnee.

- T_G

Temperatur der Unterlage. Sie wird als gewogenes Mittel der Schneetemperatur T_SNOW und der Erdbodentemperatur T_S berechnet. In der Turbulenzparametrisierung der Prandtl-Schicht beeinflusst die Temperaturdifferenz zwischen T_G und der Temperatur T der untersten Modellschicht ($\mathbf{k} = \mathbf{ke}$) maßgeblich die Intensität der vertikalen Flüsse von Wärme, Feuchte und Impuls.

Für Landgitterpunkte ohne Schnee und für Wassergitterpunkte ist $T_S = T_G = T_{SNOW}$. Bei geringer Schneehöhe wird im Bodenmodell des LMK angenommen, daß der Schnee nicht das gesamte Gitterelement bedeckt. T_{SNOW} bezieht sich dann nur auf den mit Schnee bedeckten Flächenanteil. Der schneefreie Flächenanteil wird als Funktion des Wassergehalts W_{SNOW} der Schneedecke zu $e^{-0,2 \cdot W_{SNOW}}$ parametrisiert (W_{SNOW} in kg/m^2). Die Temperatur T_G an der unteren Grenzfläche der Atmosphäre resultiert dann als flächengewogener Mittelwert:

$$\begin{aligned} T_G &= T_{SNOW} + e^{-0,2 \cdot W_{SNOW}}(T_S - T_{SNOW}), & W_{SNOW} > 0, \\ T_G &= T_S = T_{SNOW}, & W_{SNOW} = 0. \end{aligned}$$

- **T_SO**
enthält die Temperaturen der 7 aktiven Bodenschichten und die der untersten (also achten) klimatologischen Schicht. Neben diesen 8 Werten enthält T_{SO} zusätzlich die Erdoberflächentemperatur. Im Modell wird zu jedem Zeitschritt folgendes gesetzt: $T_S = T_{SO}(0 \text{ cm})$.
Als Tiefen der 8 Schichten werden im GRIB-Code die Tiefen der Schichtmitten (Hauptflächen) in cm angegeben. Da sich hier nur ganze Zahlen im GRIB darstellen lassen, wird allerdings statt dem korrekten Wert 0,5 cm für die erste Schicht 1 cm eingetragen. Einzige Ausnahme ist die Oberflächentemperatur. Hier handelt es sich um eine Schichtgrenze (Nebenfläche) in 0 cm Tiefe.
- **QV_S**
Spezifische Feuchte an der Oberfläche. Für Wassergitterpunkte ist QV_S gleich der Sättigungsfeuchte. Für Landgitterpunkte hängt sie von Wind und Feuchte in der Prandtl-Schicht sowie vom Bodenwassergehalt ab. QV_S steuert die Gesamtverdunstung, d. h. den latenten Wärmefluß zwischen Atmosphäre und unbewachsenem Boden bzw. der Vegetation.
- **W_SNOW**
Wassergehalt der Schneedecke. Das Bodenmodell unterscheidet nicht zwischen verschiedenen Schneearten. Für Wassergitterpunkte ist $W_{SNOW} = 0$.
- **RHO_SNOW**
Prognostische Schneedichte, mit deren Hilfe eine bessere Simulation der Wärmeleitung zwischen Erd- und Schneeoberfläche ermöglicht wird.
- **H_SNOW**
Die Höhe der Schneedecke wird aus den beiden Größen RHO_{SNOW} und W_{SNOW} diagnostiziert.
- **W_I**
Wassergehalt des Interzeptionsspeichers. Er enthält den Tau, den Reif und die an den Oberflächen haftenden Regentropfen bis zu einem Maximalwert, der vom Pflanzenbedeckungsgrad (Element $PLCOV$) abhängt. Für Wassergitterpunkte ist $W_I = 0$.
- **W_SO, W_SO_ICE**
Sie enthalten die Werte des Gesamtbodenwassergehalts bzw. des Bodeneisgehalts der

6 aktiven Bodenschichten. Den flüssigen Teil des Bodenwassers erhält man also aus der Differenz der beiden. Die 7. und 8. Komponente der Felder sind ohne Bedeutung. Die Angabe der Schichttiefen erfolgt in gleicher Weise wie bei T_S0.

- Z0

Z0 ist die Rauigkeitslänge der Unterlage. Über Land ist Z0 zeitlich konstant und setzt sich aus zwei Anteilen zusammen: einem Anteil, der aus der Varianz der subskaligen Orographie resultiert (Hügeligkeit des Geländes) und einem Anteil, der von der Art der Vegetation abhängt. Über Wasser ist Z0 zeitlich variabel und wird nach der Charnock-Formel berechnet. Diese Beziehung beschreibt den Einfluß der Wellen auf die Rauigkeit in Abhängigkeit von der bodennahen Windgeschwindigkeit und der Stabilität der Schichtung.

- FRESHSNW

Indikator der Schneeealterung zur Schneeealbedobestimmung. Wenn eine ausreichende Menge Neuschnee gefallen ist, wird FRESHSNW = 1 gesetzt. Das entspricht einem Wert der Schneeealbedo von 0,7. Bei Ausbleiben weiteren Schneefalls nimmt der Wert von FRESHSNW allmählich ab. Auf diese Weise wird der Effekt beschrieben, daß die Schneedecke altert und damit dunkler wird. Im Extremfall strebt FRESHSNW gegen Null, das entspricht einer Schneeealbedo von 0,4.

- RAIN_GSP

Regen aus skaliger Niederschlagsbildung; summiert seit Vorhersagebeginn.

- SNOW_GSP

Schnee aus skaliger Niederschlagsbildung; summiert seit Vorhersagebeginn.

- GRAU_GSP

Graupel aus skaliger Niederschlagsbildung; summiert seit Vorhersagebeginn.

Die obigen drei Elemente sind jeweils die seit Beginn der Vorhersage zeitlich integrierten Niederschlagsflüsse, sie stellen also die jeweiligen summierten Niederschlagsmengen in kg/m^2 bzw. mm an einem Gitterpunkt dar. In der Natur ist die Verteilung des Niederschlags auf diese Anteile häufig unscharf, und im Modell hängt sie empfindlich von einigen Parametrisierungsannahmen ab. Für viele Nutzer ist vor allem die aus den Anteilen gebildete Gesamtsumme des Niederschlags interessant, sie wird daher als separates Feld (Element TOT_PREC) zusätzlich gespeichert.

Als zusätzliche Information hinsichtlich des Auftretens eines bestimmten Niederschlagstyps kann die Änderung der Schneedecke (Element W_SNOW) herangezogen werden.

- PRR_GSP, PRS_GSP, PRG_GSP

Aktuelle Niederschlagsraten der skaligen Anteile von Regen, Schnee und Graupel.

- TOT_PREC

Gesamte Niederschlagsmenge (total precipitation) summiert seit Vorhersagebeginn, d. h. die Summe der obigen drei Anteile.

5.2.4 Diagnostische Ein-Flächen-Felder

Neben den obigen Bodenfeldern werden weitere diagnostische Ein-Flächen-Felder in die LMK-Datenbank eingebracht.

Dies sind zum einen Felder wie die 2m-Temperatur und der 10m-Wind, die diagnostisch aus den prognostizierten Werten der untersten Modellhauptfläche ($k = k_e$, etwa 10 m über Grund) und den Bodenwerten mittels der Beziehungen für die Prandtlschicht abgeleitet werden. Hierbei wird ein einheitlicher Erdboden in der mittleren Höhe der Orographie des jeweiligen Gitterelements angenommen. Die Inhomogenität dieser Eigenschaften in der Natur hat aber eine entsprechend starke Streuung der bodennahen Variablen innerhalb eines Gitterelements zur Folge. Dies kann durch das Modell natürlich nicht erfaßt werden.

Darüberhinaus werden Felder zur Bestimmung der Ober- und Untergrenze von Konvektionselementen sowie die Bedeckungsgrade in verschiedenen Wolkenstockwerken in die Datenbank eingebracht.

- U_10M, V_10M
Zonaler und meridionaler Wind 10 m über Grund im rotierten Gitter. Bei Darstellung im geographischen Gitter müssen diese Windkomponenten noch in die entsprechenden Richtungen gedreht werden.
- T_2M
Temperatur 2 m über Grund.
- TD_2M
Taupunkttemperatur 2 m über Grund.
- TMIN_2M, TMAX_2M
Minimum- bzw. Maximumtemperatur 2 m über Grund. Die Extrema beziehen sich auf einen Zeitbereich von derzeit sechs Stunden. Der gültige Zeitbereich ist in der Product Definition Section in `ipds(17)` und `ipds(18)` angegeben (siehe Abschnitt 5.3). Für `vv = 18` beziehen sich die Extrema beispielsweise auf den Zeitbereich von +12 h bis +18 h.
- VMAX_10M
Maximale Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund. Das Maximum bezieht sich auf einen Zeitbereich von derzeit einer Stunde. Der gültige Zeitbereich ist in der Product Definition Section in `ipds(17)` und `ipds(18)` angegeben (siehe Abschnitt 5.3). Für `vv=18` bezieht sich `VMAX_10M` beispielsweise auf den Zeitbereich von +17 h bis +18 h. `VMAX_10M` repräsentiert die maximale Geschwindigkeit der Windböen in 10 m Höhe. Sie wird aus der *bodennahen Turbulenz*, so wie sie vom Modell vorhergesagt wird, empirisch abgeleitet. `VMAX_10M` kann die aus den Windkomponenten `U_10M` und `V_10M` gebildete Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe erheblich überschreiten.

- CLCT, CLCH, CLCM, CLCL

Diese Felder enthalten die Bedeckungsgrade (in %) des oberen (CLCH), des mittleren (CLCM) und des unteren (CLCL) Wolkenstockwerks sowie den Gesamtbedeckungsgrad (CLCT). Diese Werte werden mit einem speziellen Überlappungsalgorithmus aus den Bedeckungsgraden in jeder Modellschicht (CLC) berechnet.

Für verschiedene Anwendungen ist es wichtig, die ungefähre Höhererstreckung der obigen Wolkenstockwerke zu kennen. Bezogen auf einen Bodendruck von 1000 hPa erstreckt sich das untere Wolkenstockwerk vom Boden bis in eine Höhe von 800 hPa, das mittlere Wolkenstockwerk von 800 hPa bis 400 hPa und das obere Stockwerk von 400 hPa bis zum Oberrand der Atmosphäre.

- CLDEPTH

Modifizierte Wolkenmächtigkeit. Diese normierte (daher dimensionslose) Größe dient der graphischen Darstellung der Bewölkung im Medienbereich; sie wird als Grauwert genutzt. Der Wert CLDEPTH = 1 bezieht sich auf eine etwa 700 hPa dicke Wolke.

- CLCT_MOD

Modifizierter Gesamtbedeckungsgrad (dimensionslos). Diese Größe dient der graphischen Darstellung der Bewölkung im Medienbereich. Sind an einem Gitterpunkt nur hohe Wolken ("Cirren") vorhanden, werden sie bei der Berechnung des Bedeckungsgrades kaum berücksichtigt.

- HBAS_SC, HTOP_SC

Geometrische Höhe der Basis (HBAS_SC) und der Obergrenze (HTOP_SC) der flachen Konvektionswolken (in m über Meeresniveau). Wenn am betrachteten Gitterpunkt keine flache Konvektion auftritt, ist HBAS_SC = HTOP_SC = 0,0. Um bei auftretender flacher Konvektion die entsprechenden Höhen über Grund zu erhalten, muß noch die Höhe der Topographie (im Feld HSURF) subtrahiert werden.

- HTOP_DC

Geometrische Höhe der Obergrenze trockener Konvektion (Blauthermik) in m über Meeresniveau. Sie kennzeichnet die Obergrenze trockener Thermikelemente mit Wurzeln in Bodennähe. Die Untergrenze der Blauthermik ist an der Schichtmitte der unteren Modellhauptfläche ($k = ke$) definiert, also in etwa 10 m über Grund. Wenn am betrachteten Gitterpunkt keine trockene Konvektion auftritt, ist HTOP_DC = 0,0. Um bei auftretender Thermik die entsprechende Höhe über Grund zu erhalten, muß noch die Höhe der Topographie (im Feld HSURF) subtrahiert werden.

- HZEROCL

Höhe der 0°C-Grenze bezogen auf das Meeresniveau (Einheit: m). HZEROCL gibt die Höhe der vom Boden aus gesehen untersten 0°C-Grenze an. Liegt die Temperatur der untersten Modellschicht unterhalb 0°C, so wird dieser Gitterpunkt mit dem Wert -999,0 markiert. Achtung: Aufgrund der GRIB-Codierung wird dieser Wert nach dem Auspacken nicht exakt -999,0 betragen. Um diese undefinierten Punkte in Anschlußprogrammen zu eliminieren, sollte deshalb nach Werten < -990,0 abgefragt werden.

- TWATER, TQV, TQC, TQI, TQR, TQS, TQG

Diese Elemente enthalten die jeweils über die Modellsäule integrierten Werte. In TWATER werden dabei alle Komponenten des in der Atmosphäre vorhandenen Wassers zusammengefaßt. Dies sind Wasserdampf (QV), Wolkenwasser (QC), Wolkeneis (QI), Regenwasser (QR), Schneegehalt (QS) und Graupelgehalt (QG).

- DBZ_850, DBZ_CMAX

Aus den Modellgrößen Regenwasser (QR), Schneegehalt (QS) Graupelgehalt (QG) und Temperatur wird mit Hilfe der Rayleigh-Beziehung eine synthetische Radarinformation abgeleitet. DBZ_850 gibt diese Information für jene Modellschicht an, die am nächsten zum 850 hPa-Niveau liegt, während DBZ_CMAX das maximale Radarecho aus der gesamten Modellsäule angibt.

5.2.5 Zeitlich gemittelte Felder

- ASOB_S, ATHB_S, APAB_S, ASOB_T, ATHB_T, AUMFL_S, AVMFL_S, ASHFL_S, ALFHL_S

Diese Felder stehen als zeitliche Mittel über die jeweilige Vorhersagezeit (vv) in der LMK-Datenbank. Dies ist in der Product Definition Section (PDS) unter `ipds(19)` durch die entsprechende Schlüsselziffer (3) vermerkt. Sei $\psi(t)$ der Momentanwert einer der obigen Größen zu einem beliebigen Zeitpunkt t . Dann ist der in der Datenbank abgespeicherte zeitliche Mittelwert $\bar{\psi}(T)$ zu einem Vorhersagezeitpunkt T definiert durch

$$\bar{\psi}(T) = \frac{1}{T} \int_0^T \psi(t) dt, \quad T > 0.$$

Für $T = 0$ ist $\bar{\psi}$ der Momentanwert von ψ im ersten Zeitschritt der Modellvorhersage. Der Mittelwert von ψ im Zeitintervall T_1 bis T_2 , $\bar{\psi}(T_1, T_2)$, läßt sich aus den bekannten Mittelwerten $\bar{\psi}(T_1)$ und $\bar{\psi}(T_2)$ folgendermaßen berechnen:

$$\begin{aligned} \bar{\psi}(T_1, T_2) &= \frac{1}{T_2 - T_1} \int_{T_1}^{T_2} \psi(t) dt \\ &= \frac{1}{T_2 - T_1} \left\{ \int_0^{T_2} \psi(t) dt - \int_0^{T_1} \psi(t) dt \right\} \\ &= \frac{1}{T_2 - T_1} \left\{ T_2 \bar{\psi}(T_2) - T_1 \bar{\psi}(T_1) \right\}. \end{aligned}$$

Aus der kurzwelligen Strahlungsbilanz ASOB_S am Erdboden läßt sich näherungsweise – unter Vernachlässigung der Rückstreuung durch Bewölkung – auch die Globalstrahlung GLOB am Erdboden berechnen:

$$\text{GLOB} = \text{ASOB_S} / (1 - \text{ALB_RAD}).$$

Hierbei ist ALB_RAD die Albedo des Erdbodens, die vom Bodentyp und der Bodenfeuchte sowie von der Pflanzen- und Schneebedeckung abhängt. Bei der Interpretation der so berechneten Globalstrahlung ist jedoch Vorsicht geboten: ALB_RAD ist ein Momentanwert, ASOB_S ist ein zeitlicher Mittelwert.

5.2.6 Pseudo-Satellitenbilder im operationellen LMK

In einem Werkvertrag von BD EA (heute: FE ZE) an die DLR (Oberpfaffenhofen) wurde im LM eine Schnittstelle zur RTTOV-Bibliothek (Fast Radiative Transfer Model for TIROS Operational Sounder) implementiert. Damit können jetzt aus LM-Modelldaten die vom Satelliten gemessenen 'Radiances' und 'Brightness Temperatures' simuliert werden. Die Felder liegen im GRIB-Format in der LMK-Datenbank vor, und zwar unter: tab=205, lvtyp=222.

Die Element-Nummern (ee) in der GRIB-Tabelle 205 werden für ein bestimmtes Instrument auf einem bestimmten Satelliten vergeben:

- ee = 1: METEOSAT-5 mit Instrument MVIRI
- ee = 2: METEOSAT-6 mit Instrument MVIRI
- ee = 3: METEOSAT-7 mit Instrument MVIRI
- ee = 4: MSG mit Instrument SEVIRI

Vom LMK werden ee=3 und ee=4 bereitgestellt.

Über die Level-Angabe (lv) wird der entsprechende Kanal des jeweiligen Instrumentes gewählt (siehe Tab. 12).

Tabelle 12: Liste der verfügbaren Kanäle

ee	lv	Instrument	Kanal	Wellenlänge
3	1	MVIRI	1	WV 6.4
3	2	MVIRI	2	IR 11.5
4	1	SEVIRI	4	IR 3.9
4	2	SEVIRI	5	WV 6.2
4	3	SEVIRI	6	WV 7.3
4	4	SEVIRI	7	IR 8.7
4	5	SEVIRI	8	IR 9.7
4	6	SEVIRI	9	IR 10.8
4	7	SEVIRI	10	IR 12.1
4	8	SEVIRI	11	IR 13.4

Pro Kanal werden vier verschiedene Felder bereitgestellt. Diese werden durch die Zusatzelementnummer (zen) unterschieden (siehe Tab. 13).

Tabelle 13: Liste der bereitgestellten Felder

zen	Beschreibung
1	Cloudy brightness temperature
2	Clear-Sky brightness temperature
3	Cloudy radiance
4	Clear-Sky radiance

5.2.7 Felder aus Anschlußverfahren

- MH

Mischungsschichthöhe in m über Grund (Fay et al., 1997). Eine Anwendung des Verfahrens zur Berechnung der Mischungsschichthöhe auf Grundlage des LMK ist zur Zeit nicht vorgesehen, da zum einen keine Anfragen externer Nutzer bestehen und zum anderen bisher keine Anpassungen und Tests des Verfahrens mit LMK vorgenommen werden konnten.

- WW

Wetterinterpretation. Basierend auf den Vorhersagefeldern des LMK wird in einem von FE15 bereitgestellten Anschlußverfahren eine objektive Wetterinterpretation (Feld WW) durchgeführt. Die Interpretation orientiert sich am WMO-Schlüssel für das aktuelle Wetter. In Tabelle 14 sind einige der verwendeten Schlüsselnummern aufgeführt. Da sich die Modellausgaben von LME und LMK in einigen entscheidenden Punkten unterscheiden, musste die Wetterinterpretation an die neuen Gegebenheiten angepasst werden. Dies bedeutet, dass die Interpretation im LME und LMK zum Teil auf einer anderen Grundlage stattfindet.

Wird keine der in Tab. 14 genannten WW-Schlüssel-Nummern interpretiert, so wird stattdessen die Wolkenbedeckung in WW verschlüsselt, und zwar in folgender Form:

0: wolkenlos, **1:** leicht bewölkt, **2:** wolkig, **3:** stark bewölkt bis bedeckt.

- geglättete und kalibrierte Felder

Vorhersagen hochauflösender Modelle können auch im Zeitskalenbereich von wenigen Stunden nicht als vollkommen deterministisch betrachtet werden. Die Vorhersage eines stochastisch ablaufenden Prozesses (z. B. Schauerbildung) kann nicht aus der Modell-Terminprognose an Einzelgitterpunkten (Punktterminprognosen, PTP) abgeleitet werden. Es erscheint deshalb notwendig, die reinen Modellergebnisse vor ihrer Weitergabe an die Nutzer einer statistischen Nachbearbeitung, die der räumlichen und zeitlichen Unsicherheit der Modellvorhersagen Rechnung trägt, zu unterziehen. Die Vorhersagen sollen, sofern nötig, einer Glättung unterzogen werden, durch die stochastische Effekte abgemildert, Extremereignisse aber nicht über Gebühr weggeglättet werden. Durch die Mittelung wird die Verteilung des Originalfeldes verändert; insbesondere beim Niederschlag entstehen auf diese Weise mehr Gitterpunkte mit geringem Niederschlag als im Originalfeld und die Spitzenwerte werden mehr oder weniger stark geglättet. Als zusätzliches Ziel wurde daher im Verlauf der Arbeiten aufgenommen, einen Kalibrierungs-Algorithmus zu implemen-

Tabelle 14: Objektive Wetterinterpretation des LMK.

WW	Wettertyp
45	Nebel
48	Nebel mit Reifbildung
50	Sprühregen
56	Sprühregen, gefrierend
60	Leichter Regen
63	Mäßiger Regen
65	Starker Regen
66	Leichter Regen, gefrierend
67	Mäßiger oder starker Regen, gefrier.
70	Leichter Schneefall
73	Mäßiger Schneefall
75	Starker Schneefall
80	Leichter Regenschauer
81	Mäßiger oder starker Regenschauer
82	Sehr starker Regenschauer
85	Leichter Schneeschauer
86	Mäßiger oder starker Schneeschauer
95	Leichtes oder mäßiges Gewitter
96	Leichtes oder mäßiges Gewitter mit Gr. oder Hagel
99	Starkes Gewitter mit Graupel oder Hagel

tieren, der die Verteilung des Originalfeldes auch im geglätteten bzw. kalibrierten Feld wieder herstellt. Die geglätteten und kalibrierten Felder werden mit den gleichen Elementnummern und Leveltyp-Angaben in die Datenbanken geschrieben und lassen sich an Hand der Tabellennummern von der direkten Modellausgabe unterscheiden. Geglättete Felder stehen hierbei in der Tabelle 206, kalibrierte Felder in der Tabelle 207. Weitere Einzelheiten finden sich in Hoffmann (2005, 2006). Tabelle 15 zeigt die Liste der geglätteten Felder und in Tab. 16 sind die kalibrierten Felder zusammengefaßt.

- Überschreitungswahrscheinlichkeiten

Aus den LMK-Vorhersagen werden entsprechend der DWD-Warnkriterien (WV1) Wahrscheinlichkeiten für warnwürdige Ereignisse abgeleitet. Dies geschieht in einem ersten Ansatz mit der von Theis (2005) für das LM entwickelten Umgebungsmethode (UGM). Diese wurde vom LM auf das LMK umgestellt sowie von der Berechnung von Quantilen auf Überschreitungswahrscheinlichkeiten. Später soll auch das durch die zeitlich überlappenden LMK-Vorhersagen entstehende kleine LAF-Ensemble (lagged average forecast) ausgenutzt werden. Die folgenden Elemente werden in Kürze verfügbar sein. Weitere Informationen finden sich in Hoffmann (2006).

Tabelle 15: Geglättete Ein-Flächen-Felder

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
T_2M	2m-Temperatur	11	206	105	-	2	K	60
TD_2M	2m-Taupunkt	17	206	105	-	2	K	60
TMAX_2M	Maximum der 2m-Temperatur	15	206		-	2	K	60
TMIN_2M	Minimum der 2m-Temperatur	16	206	105	-	2	K	60
U_10M	Zonaler 10m-Wind	33	206	105	-	10	m/s	60
V_10M	Meridionaler 10m-Wind	34	206	105	-	10	m/s	60
VMAX_10M	Maximum der 10m-Windgeschwindigkeit	187	206	105	-	10	m/s	60
TOT_PREC	Gesamtniederschlag	61	206	1	-	-	kg/m ²	60
SNOW_GSP	Skaliger Schnee	79	206	1	-	-	kg/m ²	60
CLCT	Gesamtbedeckungsgrad mit Wolken	71	206	1	-	-	%	60
CLCH	Bedeckungsgrad mit hohen Wolken (0 - 400 hPa)	75	206	1	-	-	%	60
CLCM	Bedeckungsgrad mit mittelhohen Wolken (400 - 800 hPa)	74	206	1	-	-	%	60
CLCL	Bedeckungsgrad mit niedrigen Wolken (800 hPa - Boden)	73	206	1	-	-	%	60
T_S	Temperatur der Erdoberfläche	85	206	111	-	0	K	60

Tabelle 16: Kalibrierte Ein-Flächen-Felder

Name	Element	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
VMAX_10M	Maximum der 10m-Windgeschwindigkeit	187	207	105	-	10	m/s	60
TOT_PREC	Gesamtniederschlag	61	207	1	-	-	kg/m ²	60
SNOW_GSP	Skaliger Schnee	79	207	1	-	-	kg/m ²	60

Tabelle 17: Überschreitungswahrscheinlichkeiten warnwürdiger Ereignisse

Element	Beschreibung	ee	tab	lvtyp	lvt	lv	unit	AF
VMAX_10M	Böen ≥ 14 m/s	162	204	105	-	10	%	60
VMAX_10M	Böen ≥ 18 m/s	164	204	105	-	10	%	60
VMAX_10M	Böen ≥ 25 m/s	166	204	105	-	10	%	60
VMAX_10M	Böen ≥ 29 m/s	167	204	105	-	10	%	60
VMAX_10M	Böen ≥ 33 m/s	168	204	105	-	10	%	60
VMAX_10M	Böen ≥ 39 m/s	169	204	105	-	10	%	60
ww	Leichtes oder mäßiges Gewitter (ww=95)	97	204	1	-	-	%	60
ww	Leichtes oder mäßiges Gewitter (ww=96)	98	204	1	-	-	%	60
ww	starkes Gewitter (ww=99)	99	204	1	-	-	%	60
ww	Glatteis (ww=56,66,67)	90	204	1	-	-	%	60
TOT_PREC	Starkregen > 10 mm/h	130	204	1	-	10	%	60
TOT_PREC	heftiger Starkregen > 25 mm/h	132	204	1	-	10	%	60
T_2M	Frost T_2M < 0	172	204	105	-	2	%	60

5.3 Inhalt der Product Definition Section (PDS)

Die praktische Nutzung der GRIB1-Felder des LMK erfordert die Kenntnis der Inhalte der Product Definition Section (PDS) zur Identifikation des Produkts (Element, Tabellennummer, Schicht, Referenzzeit, Vorhersagezeit etc.) und der Grid Description Section (GDS) zur Erkennung des Gittertyps. Das Programm `grbin1` der DWDLIB zum Dekodieren der binären GRIB-Files liefert neben dem entpackten Datensatz auch die Inhalte der PDS und der GDS in den INTEGER-Feldern `ipds` und `igds`.

Der Datenbanktyp `ty` ist als Typkennung in `ipds(4)` abgelegt. Zur Zeit werden im LMK nur zwei Datenbanktypen unterschieden: der Bank-Typ `lm3an` für Analysen aus dem Datenassimilationszyklus mit dem Nudging-Verfahren und entsprechende Radardaten und der Bank-Typ `lm3mo` für Modellvorhersagen (siehe Tab. 18).

Tabelle 18: Datenbanktypen `ty` des LMK.

Bank-Typ <code>ty</code>	Bedeutung	Typkennung <code>ipds(4)</code>
<code>lm3an</code>	Analysen des LMK aus dem Datenassimilationszyklus	137
<code>lm3mo</code>	Vorhersagen des LMK	138

Im GRIB1-Code ist eine Variable neben der Elementnummer `ee` auch durch eine Tabellennummer `tab` gekennzeichnet. Die offizielle WMO-Tabelle (`tab=2`) der Elemente erfaßt nicht alle Feldgrößen des LMK, deshalb werden zusätzlich die nationalen Tabellen (`tab=201` bis `tab=207`) genutzt (siehe Tab. 19). Die jeweils benutzte Tabelle ist im Element `ipds(2)` abgelegt.

Hier sei nochmals auf die viertelstündliche Ausgabe des LMK hingewiesen. Der 'time unit indicator' (TUI) wird nun auf 13 gesetzt, d.h. 1/4h-Ausgabe (siehe dazu die Bemerkung in Abschnitt 5).

Tabelle 19: Tabellennummern `tab` in LMK GRIB-Feldern.

Tabellennummer <code>tab</code> <code>ipds(2)</code>	Bedeutung
2	Offizielle WMO-Tabelle
201	Nationale Tabelle für DWD-internen Gebrauch
202	Nationale Tabelle für DWD-internen Gebrauch
203	Nationale Tabelle für DWD-internen Gebrauch
204	Nationale Tabelle für DWD-internen Gebrauch
206	Nationale Tabelle für DWD-internen Gebrauch
207	Nationale Tabelle für DWD-internen Gebrauch

Tabelle 20 zeigt als Beispiel den Inhalt der PDS für den Gesamtbedeckungsgrad `CLCT`. Das GRIB1-Feld gilt für den Termin 21.07.2005 00 UTC + 11h und wurde am 24.04.2006

um 9.40 UTC erzeugt. Die fettgedruckten Abkürzungen sind die im Datenbankauftrag zu verwendenden Parameter.

Im Element `ipds(8)` der PDS ist der Level-Typ **lvtyp** des GRIB-Feldes codiert. Die Tabelle 21 listet die im LMK verwendeten Level-Typen auf. Die meisten der dreidimensionalen Atmosphären-Felder sind an Hauptflächen bzw. in hybriden Schichten definiert (U,V,T, P, QV, QC, ...). Für diesen Leveltyp (lvtyp = 110) stehen in `ipds(9)` der Schichtindex der oberen und in `ipds(10)` der Index der unteren begrenzenden Nebenfläche. An diesen Nebenflächen ist ihre Höhe HHL als unveränderliches Feld sowie die Vertikalgeschwindigkeit W definiert (lvtyp = 109).

Im Element `ipds(19)` ist der Zeit-Flag **tflag** verschlüsselt. Er gibt den zeitlichen Gültigkeitsbereich des GRIB-Feldes an. Die Tabelle 22 zeigt die verwendeten Kennungen.

Tabelle 20: Der Inhalt der Product Definition Section PDS des LMK.

Index	Oktet	Inhalt	Bedeutung
1	1-3	54	Länge der PDS (in Byte/Oktets)
2	4	2	Tabellenummer tab , siehe Tab. 19
3	5	78	Stationskennung (Erzeuger des GRIB-Feldes), DWD-RZ: 78
4	6	138	Typ-Kennung ty der Datenbank, unterscheidet Analyse und Vorhersage (siehe Tab. 18)
5	7	255	Katalognummer des GRIBs
6	8	128	Block-Flag; zeigt an, ob weitere Blöcke (wie GDS) folgen (siehe WMO-GRIB-Dokumentation, Tab. 1)
7	9	71	Elementnummer ee , siehe Abschnitt 6.2. Achtung: Tabellenummer tab beachten!
8	10	1	Level-Typ lvtyp , siehe Tab. 21
9-10	11-12	0	Schichtkennung, abhängig von lvtyp , die Schicht wird mit lv (level) oder lvt (level top) angesprochen
11	13	5	Jahr (Starttermin der Vorhersage / Analysetermin)
12	14	7	Monat (Starttermin der Vorhersage / Analysetermin)
13	15	21	Tag (Starttermin der Vorhersage / Analysetermin)
14	16	0	Stunde (Starttermin der Vorhersage / Analysetermin)
15	17	0	Minute (Starttermin der Vorhersage / Analysetermin)
16	18	13	Zeiteinheit (tui) für P1,P2 im LMK ist 1/4-Stunde (tui=13)
17	19	11	Vorhersagezeitraum 1 (P1,VV), abhängig von ipds(19)
18	20	0	Vorhersagezeitraum 2 (P2), abhängig von ipds(19)
19	21	0	Zeitflag (tflag), siehe Tab. 22
20	22-23	0	Anzahl gemittelter Fälle bei Summe/Mittel
21	24	0	Anzahl fehlender Fälle bei Summe/Mittel
22	25	21	Jahrhundert
23	26	255	'Sub-Centre', nationaler Gebrauch
24	27-28	0	Skalierungsfaktor D (dezimal): 10^D
25-36	29-40	0	Reservierter Bereich (ab Oktet 41 der nationale Teil)
37	41	254	Kennung für weiteren Datenverlauf
38	42	0	Nicht benutzt
39	43-45	0	Nicht benutzt
40	46	0	Nicht benutzt
41	47	0	Zusätzlicher Indikator für eine GRIB-Elementnummer
42	48	106	Jahr (Erstellungsdatum des GRIB-Feldes)
43	49	4	Monat (Erstellungsdatum des GRIB-Feldes)
44	50	24	Tag (Erstellungsdatum des GRIB-Feldes)
45	51	9	Stunde (Erstellungsdatum des GRIB-Feldes)
46	52	40	Minute (Erstellungsdatum des GRIB-Feldes)
47	53-54	1	Versionsnummer, z. Z. 1 für LMK

Tabelle 21: Level-Typen **lvtyp** im LMK.

lvtyp = ipds(8)	Bedeutung	ipds(9)	ipds(10)
1	Boden- oder Wasseroberfläche	0	0
2	Fläche der Wolkenbasis über NN	0	0
3	Schicht der Wolkenobergrenze über NN	0	0
4	Schicht der 0°C-Grenze über NN	0	0
8	Oberrand der Atmosphäre	0	0
100	Druckfläche (vertikal interpoliert)	0	Druck in hPa
102	Auf Meeresebene reduziert	0	0
103	Höhe über Meeresebene NN (vert. interpol.)	0	Höhe in m
105	Höhe über Grund	0	Höhe in m
109	Hybride Fläche (Schichtgrenze); für Variable an Nebenflächen; Fläche wird durch den Index k definiert	0	k
110	Hybride Schicht; für Variable an Hauptflächen; Schicht wird durch die Schichtgrenzindizes k und k+1 definiert	k Obergrenze	k+1 Untergrenze
111	Fläche im Boden	0	Tiefe in cm
112	Schicht im Boden	Tiefe in cm (Obergrenze)	Tiefe in cm (Untergrenze)
200	ein Wert aus gesamter Modellsäule	0	0

Tabelle 22: Zeit-Flag **tflag** im LMK.

tflag = ipds(19)	Bedeutung
0	Vorhersageprodukt gültig für Referenzzeit + P1 (wenn P1 > 0) oder Analyse gültig für Referenzzeit (wenn P1 = 0)
2	Produkt gültig für den Zeitbereich Referenzzeit + P1 bis Referenzzeit + P2
3	Mittel über Referenzzeit + P1 bis Referenzzeit + P2
4	Summe von Referenzzeit + P1 bis Referenzzeit + P2, gültig für Referenzzeit + P2
13	Atmosphärenfelder aus Analyse gültig für Referenzzeit (wenn P1 = 0)

5.4 Inhalt der Grid Description Section (GDS)

Die GDS enthält in den Elementen `igds` alle Informationen zum Modellgitter, auf dem das GRIB-Feld definiert ist. Tabelle 23 zeigt an einem Beispiel den Aufbau der GDS.

Die oben angesprochenen WMO-GRIB-Tabellen sind der offiziellen GRIB1-Beschreibung der WMO (erhältlich bei TI12) zu entnehmen.

Die Anzahl der Gitterpunkte in (rotierter) λ - und φ -Richtung entnimmt man den Elementen `igds(5)` und `igds(6)`. Dies sind die Felddimensionen IE und JE des ausgepackten GRIB-Feldes:

`ie = igds(5) ; je = igds(6)`

Das Element `igds(9)` enthält sowohl eine Information zur Auflösung des Modellgitters als auch eine Angabe zur Definition der horizontalen Windkomponenten. Jedes Bit des Elements hat eine Bedeutung. Die Kennung '8' bedeutet zum einen, daß die horizontalen Windkomponenten entlang des rotierten Gitters definiert sind und zum anderen, dass die Maschenweiten $\Delta\lambda$ und $\Delta\varphi$ nicht angegeben sind (vgl. Anmerkung in Abschnitt 4.1.2). Die Inkremente müssen also aus den Koordinaten der linken unteren und der rechten oberen Ecke des Modellgebietes berechnet werden. Bezeichnet man die (rotierten) Koordinaten der linken unteren Ecke mit $(\lambda_{LU}, \varphi_{LU})$ und die der rechten oberen Ecke mit $(\lambda_{RO}, \varphi_{RO})$, dann folgen die Maschenweiten aus

$$\begin{aligned}\Delta\lambda &= (\lambda_{RO} - \lambda_{LU}) / (IE - 1), \\ \Delta\varphi &= (\varphi_{RO} - \varphi_{LU}) / (JE - 1).\end{aligned}$$

Die Eckpunktkoordinaten sind in der GDS enthalten (in tausendstel Grad) und zwar λ_{LU} in `igds(8)`, φ_{LU} in `igds(7)`, λ_{RO} in `igds(11)` und φ_{RO} in `igds(10)`. Vorsicht: für die Elemente U und V auf hybriden Modellflächen enthalten diese `igds`-Elemente andere Werte. Sie sind aufgrund der C-Gitterstruktur um $\Delta\lambda/2$ nach 'Osten' und um $\Delta\varphi/2$ nach 'Norden' verschoben. Um Fehler zu vermeiden, sollte man die Eckpunkte grundsätzlich immer aus der GDS des jeweiligen Feldes holen.

Die Anzahl KE der vertikalen Schichten des LMK entnimmt man dem Element `igds(2)` auf folgende Weise. In `igds(2)` ist die Zahl der Vertikalkoordinatenparameter gespeichert. Sie setzt sich im LMK zusammen aus

- den drei Parametern POSL (Referenzdruck p_{SL} auf Meeresniveau, $p_{SL} = 1000$ hPa), TOSL (Referenztemperatur T_{SL} auf Meeresniveau, $T_{SL} = 288.15$ K) und DTOLP (Änderungsrate β der Referenztemperatur mit dem Logarithmus des Referenzdruckes, $\beta = 42$) zur Definition des Grundzustandes,
- einem Parameter VCFLAT, der den Wert der Vertikalkoordinate angibt, bei dem im Hybridsystem geländefolgende in ebene Modellflächen übergehen und
- den Werten VCOORD der Vertikalkoordinaten. Diese Koordinatenwerte beziehen sich auf Modellnebenflächen, es sind also $KE + 1$ Werte VCOORD gespeichert.

Tabelle 23: Der Inhalt der Grid Description Section (GDS) des LMK.

Index	Oktet	Inhalt	Bedeutung
1	1-3	262	Länge der GDS (in Byte/Oktets) mit den Vertikalkoordinatenparametern für 40 Schichten
2	4	55	Anzahl der Vertikalkoordinatenparameter (vier Parameter + (ke+1) Vertikalkoordinaten)
3	5	43	Adresse (Byte-Nr.) für den Beginn der Vertikalkoordinatenparameter
4	6	10	'Data representation type' in WMO-GRIB-Tab. 6; '10': rotated latitude/longitude grid
5	7-8	421	Anzahl der Gitterpunkte in 'zonaler' Richtung
6	9-10	461	Anzahl der Gitterpunkte in 'meridionaler' Richtung
7	11-13	-5000	(Rotierte) Breite des ersten Gitterpunktes in tausendstel Grad
8	14-16	-5000	(Rotierte) Länge des ersten Gitterpunktes in tausendstel Grad
9	17	8	Flag für Gitterauflösung und Windkomponenten in WMO-GRIB-Tab. 7; '8': Keine Inkremente der Gitterauflösung gegeben und Windkomponenten entlang rotiertem Gitter definiert
10	18-20	6500	(Rotierte) Breite des letzten Gitterpunktes in tausendstel Grad
11	21-23	5500	(Rotierte) Länge des letzten Gitterpunktes in tausendstel Grad
12	24-25	0	Breiteninkrement (Maschenweite) nicht gegeben
13	26-27	0	Längeninkrement (Maschenweite) nicht gegeben
14	28	64	Flag bzgl. der Reihenfolge der Abspeicherung der Gitterpunkte ('scanning mode'; WMO-GRIB-Tab. 8)
15-19	29-32	0	Reserviert
20	33-35	-40000	Geographische Breite des rotierten Südpols in tausendstel Grad
21	36-38	10000	Geographische Länge des rotierten Südpols in tausendstel Grad
22	39-42	0	Rotationswinkel
26-80	43-262	Gepackte Vertikalkoordinatenparameter (55 Stück), zunächst die drei Parameter der Referenzatmosphäre $igds(26)=p0s1$, $igds(27)=t0s1$, $igds(28)=dt01p$, dann den Parameter $igds(29)=vcflat$ des Hybridsystems, schließlich die ke+1 Vertikalkoordinaten $\eta(k)$ der Modellnebenflächen für $k = 1, \dots, ke+1$ in $igds(30), \dots, igds(80)$

Die Zahl der Modellschichten KE und die Zahl der Modellnebenflächen $KE1 = KE + 1$ errechnet sich also mit der Programmzeile

```
ke = igds(2) - 4 - 1 ; ke1 = ke + 1
```

und die folgende Programmsequenz liest die Vertikalkoordinatenparameter des LMK aus dem INTEGER-Feld `igds` der GDS (`refstf` ist eine GRIB-Routine der DWDLIB zum Auspacken der Vertikalkoordinatenparameter aus der GDS)

```
p0sl = refstf( igds(26) )
t0sl = refstf( igds(27) )
dt0sl = refstf( igds(28) )
vcflat = refstf( igds(29) )

DO k = 1, ke + 1
    vcoord(k) = refstf( igds(29) + k )
ENDDO

!Typ der Vertikalkoordinate feststellen
IF ( vcoord(2) > vcoord(1) ) THEN
    ivctype = 1 ! Eta-Koordinate
ELSE
    ivctype = 2 ! Gal-Chen Koordinate
ENDIF
```

Hierbei wird mit der INTEGER-Größe `ivctype` festgestellt, ob die Vertikalkoordinaten `VCOORD` in der GDS als η -Koordinaten oder als μ -Koordinaten vorliegen (siehe Abschnitt 4.2). In der derzeitigen LMK-Version werden η -Koordinaten verwendet.

6 Operationeller Ablauf

Der operationelle Ablauf gliedert sich in den *Datenassimilationszyklus* und die Erstellung der *Hauptlaufanalysen* und *Hauptlaufvorhersagen*.

Im *Datenassimilationszyklus* des LMK werden kontinuierlich Analysen mit einem längeren Datenredaktionsschluß (Cut-Off²) von 2 h 20 Min. bis 3 h 20 Min. (je nach Lauf, siehe dazu auch die Zeiten in Tabelle 24) erstellt. Dieser relativ lange Cut-off garantiert, daß fast alle beobachteten Daten auch tatsächlich assimiliert werden. Dabei werden die Analysen organisatorisch in Blöcken von je drei Stunden Länge berechnet und herausgeschrieben. Es steht eine Analyse zu jeder vollen Stunde zur Verfügung.

Um auch möglichst zeitnah Beobachtungsdaten berücksichtigen zu können, werden zusätzlich *Hauptlaufanalysen* mit einem kurzen Datenredaktionsschluß von 30 Min. erstellt. Bei diesem kurzen Cut-off können aufgrund längerer Übertragungswege jedoch etliche Beobachtungen fehlen (diese werden dann aber, wie erwähnt, im Datenassimilationszyklus fast komplett berücksichtigt). Die *Hauptlaufanalysen* werden nur für die Termine 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 und 21 UTC erstellt.

Die *Hauptlaufvorhersagen* schließlich sind 18h-Prognosen für die eben genannten Termine 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 und 21 UTC. Die Tabelle 24 zeigt den zur Zeit vorgesehenen Ablaufplan für LMK.

Tabelle 24: Erstellungstermine der LMK-Analysen und -vorhersagen.

Termin (UTC)	Datenassimilation Fertigstellung (UTC)	Hauptlauf-Analyse Fertigstellung (UTC)	Hauptlaufvorhersage Fertigstellung (UTC)
00	02:30	00:40	01:00
03	06:30	03:40	04:00
06	09:30	06:40	07:00
09	12:30	09:40	10:00
12	14:30	12:40	13:00
15	18:30	15:40	16:00
18	21:30	18:40	19:00
21	00:30	21:40	22:00

Die LMK-Rechnungen werden auf der IBM p575 durchgeführt, und die GRIB-Felder pro Lauf werden gleichzeitig auf dem Datenbank-Server in die ORACLE-Datenbanken eingebracht.

²Cut-Off ist hier definiert als die Zeitspanne vom *Ende* des Beobachtungszeitraums bis zum *Beginn* des zugehörigen Assimilationslaufs.

7 GRIB-Felder in den LMK-Datenbanken

Die Datenbanken des LMK enthalten die in Abschnitt 6 beschriebenen Analysen aus dem Datenassimilationszyklus, die Hauptlaufanalysen und die Hauptlaufvorhersagen.

Die Anzahl der Gitterpunkte einer Modellfläche beträgt $421 \times 461 = 194081$. Die GRIB-Länge eines 2D-Feldes beträgt damit $194081 \text{ Gitterpunkte} \times 2 \text{ Bytes} = 388162 \text{ Bytes} + \text{einige Bytes für die PDS und GDS}$.

Es wird am DWD kein reines Standard-GRIB-Format verwendet, sondern den Dateien werden noch einige Kontrollworte hinzugefügt, die zur Abtrennung der einzelnen Felder dienen. Diese kommen zu den oben genannten GRIB-Längen hinzu. Mit dem Programm `stf_to_raw` aus der DWDLIB können diese Dateien in Standard-GRIB-Format konvertiert werden, die Konvertierung in die entgegengesetzte Richtung erfolgt mit `raw_to_stf`.

7.1 LMK-Analysen aus dem Datenassimilationszyklus

Die Datenbank `ty=lm3an dbase=lm id=routarz rty=a rki=routi` enthält die Analysen des LMK für jede volle Stunde aus dem Datenassimilationszyklus (`rty=a(ssimulation)`).

Die Datenbank enthält je Termin folgende Felder (mit `tflag=13`):

– HHL auf 51 Modell-Nebenflächen

– 2D-Flächenfelder:

```
FIS      ,HSURF      ,FR_LAND      ,SOILTYP      ,RLAT      ,RLON      ,
ROOTDP   ,PLCOV      ,LAI          ,FC           ,HMO3      ,VIO3      ,
FOR_E    ,FOR_D
```

– auf 50 Modell-Hauptflächen:

```
U        ,V          ,PP          ,T           ,QV        ,QC        ,
QI       ,QR         ,QS          ,QG
```

– W auf 51 Modell-Nebenflächen

– auf 10 Druckflächen (siehe Abschnitt 5):

```
U        ,V          ,OMEGA      ,FI         ,T         ,RELHUM
```

– auf 4 z-Flächen (siehe Abschnitt 5):

```
U        ,V          ,W          ,P         ,T         ,RELHUM
```

– 2D-Flächenfelder:

PS	,PMSL	,T_SNOW	,T_S	,T_G	,QV_S	,
W_SNOW	,W_I	,TCM	,TCH	,ZO	,ALB_RAD	,
FRESHSNW	,ASOB_S	,ATHB_S	,APAB_S	,ASOB_T	,ATHB_T	,
RAIN_GSP	,SNOW_GSP	,GRAU_GSP	,TOT_PREC	,RUNOFF_S	,RUNOFF_G	,
AEVAP_S	,TDIV_HUM	,TWATER	,TQV	,TQC	,TQI	,
U_10M	,V_10M	,T_2M	,TD_2M	,TMIN_2M	,TMAX_2M	,
VMAX_10M	,CLCT	,CLCH	,CLCM	,CLCL	,CLDEPTH	,
CLCT_MOD	,HBAS_SC	,HTOP_SC	,PRR_GSP	,PRS_GSP	,PRG_GSP	,
HTOP_DC	,HZEROCL	,AUMFL_S	,AVMFL_S	,ASHFL_S	,ALHFL_S	,
RHO_SNOW	,H_SNOW	,ZHD	,ZTD	,ZWD		

Neu gegenüber LME sind: GRAU_GSP, HBAS_SC, HTOP_SC, PRR_GSP, PRS_GSP, PRG_GSP.

Dafür sind alle LME-Variablen für die hochreichende Konvektion nicht mehr vorhanden: RAIN_CON, SNOW_CON, HBAS_CON, HTOP_CON, BAS_CON, TOP_CON.

– Felder des Bodenmodells:

T_SO (Bodenoberfläche + 8 Bodenschichten)

W_SO ,W_SO_ICE (8 Bodenschichten, nur 6 davon relevant)

– Daneben wird zu jeder vollen Stunde eine Analyse der 2m-Temperatur und 2m-relative Feuchte aus SYNOP-Beobachtungen erstellt. Die daraus hervorgehenden Felder T_2M und RELHUM_2M werden ebenfalls in die Datenbank eingebracht (mit **tflag=0**). Außerdem befinden sich zu jeder vollen Stunde 2 Felder mit 10m-Wind-Analysen in der Datenbank (eins mit **tflag=0** und eins mit **tflag=13**). Weiterhin findet sich zu den Terminen 06 und 18 UTC das Feld TOT_PREC (mit **tflag=0**) in der Datenbank, das das Ergebnis einer Analyse der SYNOP-Beobachtungen (12h-Niederschlagssummen) ist.

– Zusätzlich werden zu den Terminen 00, 06, 12 und 18 UTC die Felder

T_SNOW, W_SNOW, RHO_SNOW, H_SNOW, FRESHSNW, W_I

(mit **tflag=0**) in die Datenbank eingebracht, die aus der Schneehöhenanalyse hervorgehen. Zum Termin 00 schreibt die Meerestemperaturanalyse das Feld T_SO (mit **tflag=0**, **lv=0**) hinzu. Schließlich werden um 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC die klimatologischen Felder (mit **tflag=0**) durch das Interpolationsprogramm **int21m** für die seitlichen Randfelder wobei die Werte nur um 00 UTC aufdatiert werden und zu den übrigen Terminen dieselben Werte wie um 00 UTC vorhanden sind.

Es liegt on-line, d. h. auf Festplatte mit raschem Zugriff, 1 Tag in der Datenbank vor, alle älteren Termine sind off-line, d. h. im allgemeinen auf Kassetten im Silo mit etwas längerer Zugriffszeit. Die LMK-Analysen werden "ewig" archiviert.

7.2 Hauptlaufanalysen des LMK

Die Datenbank `ty=lm3an dbase=lm id=routarz rty=m rki=routi` enthält die Hauptlaufanalysen des LMK für die Termine 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 und 21 UTC (`rty=m(ain)`). Sie bilden die Ausgangsdaten für die Hauptlaufvorhersagen des LMK.

Die Datenbank enthält je Termin die gleichen Felder (mit `tflag=13`) wie die Analysen aus dem Datenassimilationszyklus. Hinzu kommen zu allen 4 Terminen 00, 06, 12 und 18 UTC die 4 Felder (mit `tflag=0`) aus der Schneehöhenanalyse.

Es liegt on-line auf Festplatte 1 Tag in der Datenbank vor, alle älteren Termine sind off-line auf Bändern im Silo. Auch die LMK-Hauptlaufanalysen werden "ewig" aufgehoben.

7.3 Hauptlaufvorhersagen des LMK

Die Datenbank `ty=lm3mo dbase=lm id=routarz rty=m rki=routi` enthält die Hauptlaufvorhersagen des LMK für die Termine 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 und 21 UTC (`rty=m(ain)`). Die Vorhersagen sind 18h lang, und die Speicherung der Ausgabefelder erfolgt stündlich bzw. für einen reduzierten Ausgabesatz alle 15 Min.

Die Datenbank enthält folgende Felder:

- Für $vv = 0h$:

- HHL (51 Schichtgrenzen)
- 2D-Flächenfelder:

```
FIS      ,HSURF      ,FR_LAND  ,SOILTYP  ,RLAT      ,RLON      ,
ROOTDP   ,FC          ,PLCOV   ,LAI
```

- Für $vv \geq 0h$ mit stündlicher Ausgabe:

- Ausgabe auf den 50 Modell-Hauptflächen:

```
U        ,V          ,P        ,T        ,QV        ,QC        ,
QI       ,QR        ,QS       ,QG       ,Q_SEDIM   ,CLC
```

Neu gegenüber LME sind hier also QG und Q_SEDIM.

- auf 51 Nebenflächen:

```
W        ,TKE
```

- auf 10 Druckflächen (s. Abschnitt 5):

U ,V ,OMEGA ,FI ,T ,RELHUM

– auf 6 z-Flächen (s. Abschnitt 5):

U ,V ,W ,P ,T ,RELHUM

– 2D-Flächenfelder:

PS ,PMSL ,T_SNOW ,T_S ,T_G ,QV_S ,
 W_SNOW ,W_I ,TCM ,TCH ,ZO ,ALB_RAD ,
 FRESHSNW ,ASOB_S ,ATHB_S ,APAB_S ,ASOB_T ,ATHB_T ,
 RAIN_GSP ,SNOW_GSP ,GRAU_GSP ,TOT_PREC ,RUNOFF_S ,
 PRR_GSP ,PRS_GSP ,PRG_GSP ,DBZ_850 ,DBZ_CMAX ,
 RUNOFF_G ,AEVAP_S ,TDIV_HUM ,TWATER ,TQV ,TQC ,
 TQI ,U_10M ,V_10M ,T_2M ,TD_2M ,TMIN_2M ,
 TMAX_2M ,VMAX_10M ,CLCT ,CLCH ,CLCM ,CLCL ,
 CLDEPTH ,CLCT_MOD ,HBAS_SC ,HTOP_SC ,HTOP_DC ,HZEROCL ,
 AUMFL_S ,AVMFL_S ,ASHFL_S ,ALHFL_S ,WW ,
 RHO_SNOW ,H_SNOW ,FOR_E ,FOR_D

Neu gegenüber LME sind: GRAU_GSP, HBAS_SC, HTOP_SC, PRR_GSP, PRS_GSP, PRG_GSP, DBZ_850 und DBZ_CMAX.

Dafür existieren nicht mehr die Ausgaben der LME-Variablen für die hochreichende Konvektion, also RAIN_CON, SNOW_CON, HBAS_CON, HTOP_CON, BAS_CON, TOP_CON und CAPE_CON.

– T_SO (Bodenoberfläche + 8 Bodenschichten)

– W_SO , W_SO_ICE (8 Bodenschichten)

– Felder der synthetischen Satellitendaten:

SYNME7 ,SYNMSG

• Für $vv \geq 0h$ mit 15-minütiger Ausgabe:

– Q_SEDIM und CLC auf 50 Modell-Hauptflächen

– w auf 51 Nebenflächen

– 2D-Flächenfelder:

DBZ_850 ,DBZ_CMAX ,TQV ,TQC ,TQI ,
 RAIN_GSP ,SNOW_GSP ,GRAU_GSP ,
 PRR_GSP ,PRS_GSP ,PRG_GSP ,
 HBAS_SC ,HTOP_SC ,TOT_PREC

– Felder der synthetischen Satellitendaten:

SYNME7 ,SYNMSG

Die Gesamtmenge der Daten einer 18h-Vorhersage des LMK beträgt:

Anzahl der Ausgabeflächen zu $t = 0$:

Typ	Anzahl Var.	×	Anzahl Flächen
3D	1	×	51
2D	10	×	1
			$\Sigma = 61$

Anzahl der Ausgabeflächen zu jeder 1/4-h:

Typ	Anzahl Var.	×	Anzahl Flächen
3D	2	×	50
3D	1	×	51
2D	14	×	1
SynSat.	40	×	1
			$\Sigma = 205$

Anzahl der Ausgabeflächen zu jeder vollen Stunde ohne die Felder, die bereits in der 1/4-h-Ausgabe enthalten sind:

Typ	Anzahl Var.	×	Anzahl Flächen
3D	(12 - 2)	×	50
3D	(2 - 1)	×	51
p-Levels	6	×	10
z-Levels	6	×	6
2D	(61 - 14)	×	1
Boden	1	×	(1+8)
Boden	2	×	8
SynSat	(s.o.)		
			$\Sigma = 719$

Für die 18 h Vorhersagezeit ist das eine Datenmenge von

$$(1 \times 61 + 18 \times (4 \times 205 + 1 \times 719)) \times 421 \times 461 \times 2 \text{ Byte} = 10.8 \text{ GByte pro Vorhersagelauf.}$$

Bei 8 Vorhersageläufen pro Tag also eine Datenmenge von 86 GByte pro Tag. Dazu kommen noch die Assimilationsläufe, die zusätzlich die Datenmenge von ungefähr 2 Hauptläufen täglich beitragen.

Es liegt on-line, d. h. auf Festplatte mit raschem Zugriff, 1 Tag in der Datenbank vor, alle älteren Termine sind off-line, d. h. im allgemeinen auf Kassetten im Silo mit etwas längerer Zugriffszeit. Die LMK-Vorhersagen werden ein Jahr lang archiviert.

A Transformationsprogramme

Dieser Abschnitt enthält einige Beispielprogramme zur Umrechnung der rotierten in geographische Koordinaten und umgekehrt.

Die entsprechenden Function-Unterprogramme der DWDLIB wurden bereits in Abschnitt 4.1 angesprochen. Wer lieber in einer Fortran90-Umgebung arbeitet, dem liefern die folgenden Programme aus dem LM-Quelltext die gewünschten Transformationen. Der Kind-Parameter `ireals` zur Festlegung der Genauigkeit von Realgrößen muß in der Umgebung des rufenden Programms gesetzt sein. Die Programme erwarten und geben die Winkel in Grad.

A.1 Umrechnung der rotierten Länge (λ) in die geographische Länge (λ_g)

```

|-----|
FUNCTION rlarot2rla (phirot, rlarot, polphi, pollam)
|-----|
|
| Description:
|   This function converts lambda from the rotated system to lambda in
|   the real geographical system.
|
| Method:
|   Transformation formulas for converting between these two systems.
|
| Modules used:   NONE
|-----|
|
| Declarations:
|-----|
|
| Parameter list:
REAL (KIND=ireals), INTENT (IN)      ::      &
  polphi,   & ! latitude of the rotated north pole
  pollam,   & ! longitude of the rotated north pole
  phirot,   & ! latitude in the rotated system
  rlarot    ! longitude in the rotated system

REAL (KIND=ireals)                   ::      &
  rlarot2rla ! latitude in the geographical system

! Local variables
REAL (KIND=ireals)                   ::      &
  zsinpol, zcospol, zlampol, zphis, zrlas, zarg1, zarg2

REAL (KIND=ireals)                   ::      &
  zrpi18 = 57.2957795_ireals, & !
  zpir18 = 0.0174532925_ireals

|-----|

! IMPLICIT NONE

|-----|

! Begin function rlarot2rla

  zsinpol = SIN (zpir18 * polphi)
  zcospol = COS (zpir18 * polphi)

  zlampol = zpir18 * pollam
  zphis   = zpir18 * phirot
  IF (rlarot > 180.0) THEN
    zrlas = rlarot - 360.0
  ELSE
    zrlas = rlarot
  ENDF
  zrlas   = zpir18 * zrlas

  zarg1   = SIN (zlampol) * (-zsinpol * COS(zrlas) * COS(zphis) + &
                             zcospol * SIN(zphis)) - &
            COS (zlampol) * SIN(zrlas) * COS(zphis)
  zarg2   = COS (zlampol) * (-zsinpol * COS(zrlas) * COS(zphis) + &
                             zcospol * SIN(zphis)) + &
            SIN (zlampol) * SIN(zrlas) * COS(zphis)
  IF (zarg2 == 0.0) zarg2 = 1.0E-20_ireals

  rlarot2rla = zrpi18 * ATAN2(zarg1,zarg2)

END FUNCTION rlarot2rla

```

A.2 Umrechnung der rotierten Breite (φ) in die geographische Breite (φ_g)

```

|-----|
FUNCTION  phirot2phi ( phirot, rlarot, polphi, pollam )
|-----|
|
| Description:
|   This function converts phi from the rotated system to phi in the real
|   geographical system.
|
| Method:
|   Transformation formulas for converting between these two systems.
|
|-----|
|
|
| Declarations:
|
|-----|
| Parameter list:
REAL (KIND=ireals), INTENT (IN)      ::      &
  polphi,    & ! latitude of the rotated north pole
  pollam,    & ! longitude of the rotated north pole
  phirot,    & ! latitude in the rotated system
  rlarot     ! longitude in the rotated system

REAL (KIND=ireals)                  ::      &
  phirot2phi ! latitude in the geographical system

| Local variables
REAL (KIND=ireals)                  ::      &
  zsinpol, zcospol, zphis, zrlas, zarg

REAL (KIND=ireals)                  ::      &
  zrpi18 = 57.2957795_ireals,        &
  zpir18 = 0.0174532925_ireals

|-----|

| IMPLICIT NONE

|-----|

| Begin function phirot2phi

  zsinpol   = SIN (zpir18 * polphi)
  zcospol   = COS (zpir18 * polphi)

  zphis     = zpir18 * phirot
  IF (rlarot > 180.0) THEN
    zrlas = rlarot - 360.0
  ELSE
    zrlas = rlarot
  ENDIF
  zrlas     = zpir18 * zrlas

  zarg      = zcospol * COS (zphis) * COS (zrlas) + zsinpol * SIN (zphis)
  phirot2phi = zrpi18 * ASIN (zarg)

END FUNCTION phirot2phi

```

A.3 Umrechnung der geographischen Länge (λ_g) in die rotierte Länge (λ)

```

-----
FUNCTION rla2rlarot ( phi, rla, polphi, pollam )
-----
!
! Description:
!   This routine converts lambda from the real geographical system to lambda
!   in the rotated system.
!
! Method:
!   Transformation formulas for converting between these two systems.
!
-----
!
! Declarations:
!
-----
IMPLICIT NONE
-----
!
! Parameter list:
REAL (KIND=ireals), INTENT (IN)      ::      &
  polphi, & ! latitude of the rotated north pole
  pollam, & ! longitude of the rotated north pole
  phi,    & ! latitude in the rotated system
  rla     ! longitude in the rotated system

REAL (KIND=ireals)                   ::      &
  rla2rlarot ! latitude in the geographical system

! Local variables
REAL (KIND=ireals)                   ::      &
  zsinpol, zcospol, zlampol, zphi, zrla, zarg1, zarg2, zrla1

REAL (KIND=ireals)                   ::      &
  zrp18 = 57.2957795_ireals,          & !
  zpr18 = 0.0174532925_ireals
-----
!
! Begin function rla2rlarot

  zsinpol = SIN (zpr18 * polphi)
  zcospol = COS (zpr18 * polphi)
  zlampol =      zpr18 * pollam
  zphi    =      zpr18 * phi
  IF (rla > 180.0) THEN
    zrla1 = rla - 360.0
  ELSE
    zrla1 = rla
  ENDIF
  zrla    = zpr18 * zrla1

  zarg1   = - SIN (zrla-zlampol) * COS(zphi)
  zarg2   = - zsinpol * COS(zphi) * COS(zrla-zlampol) + zcospol * SIN(zphi)

  IF (zarg2 == 0.0) zarg2 = 1.0E-20_ireals

  rla2rlarot = zrp18 * ATAN2 (zarg1,zarg2)
END FUNCTION rla2rlarot

```

A.4 Umrechnung der geographischen Breite (φ_g) in die rotierte Breite (φ)

```

-----
FUNCTION phi2phirot ( phi, rla, polphi, pollam )
-----
! Description:
! This routine converts phi from the real geographical system to phi
! in the rotated system.
!
! Method:
! Transformation formulas for converting between these two systems.
!
-----
! Declarations:
!
-----
IMPLICIT NONE

-----
! Parameter list:
REAL (KIND=ireals), INTENT (IN)      ::      &
  polphi, & ! latitude of the rotated north pole
  pollam, & ! longitude of the rotated north pole
  phi,    & ! latitude in the rotated system
  rla    ! longitude in the rotated system

REAL (KIND=ireals)      ::      &
  phi2phirot ! longitude in the rotated system

! Local variables
REAL (KIND=ireals)      ::      &
  zsinpol, zcospol, zlampol, zphi, zrla, zarg1, zarg2, zrla1

REAL (KIND=ireals)      ::      &
  zrp18 = 57.2957795_ireals, & !
  zpir18 = 0.0174532925_ireals

-----
! Begin function phi2phirot

  zsinpol = SIN (zpir18 * polphi)
  zcospol = COS (zpir18 * polphi)
  zlampol =      zpir18 * pollam
  zphi    =      zpir18 * phi
  IF (rla > 180.0) THEN
    zrla1 = rla - 360.0
  ELSE
    zrla1 = rla
  ENDIF
  zrla    = zpir18 * zrla1

  zarg1 = SIN (zphi) * zsinpol
  zarg2 = COS (zphi) * zcospol * COS (zrla - zlampol)

  phi2phirot = zrp18 * ASIN (zarg1 + zarg2)
END FUNCTION phi2phirot

```

Literaturverzeichnis

- Bott, A., 1989: A positive definite advection scheme obtained by nonlinear renormalization of the advective fluxes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1006–1015.
- Doms, G. und U. Schättler, 2002: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part I: Dynamics and Numerics. *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, Offenbach, 134 S.
- Doms, G. J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, R. Schrodin, T. Reinhardt und G. Vogel, 2005: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part II: Physical Parameterization (only draft version). *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, Offenbach, 118 S.
- Fay, B., R. Schrodin, I. Jacobsen und D. Engelbart, 1997: Validation of mixing heights derived from the operational NWP models at the German Weather Service. In: The determination of the mixing height – current progress and problems. EURASAP Workshop Proceedings, *Riso National Lab.*, 55–58.
- Hoffmann, H. (2005): Geglättete LMK-Felder für Punktterminprognosen, DWD, Zwischenbericht.
- Hoffmann, H. (2006): LMK-Wetterinterpretation, DWD, Ergebnisbericht.
- Hoffmann, H. (2006): LMK-Wahrscheinlichkeitsvorhersagen für Warnzwecke mit der Umgebungsmethode (UGM) , Dokumentation.
- Klink, S. und K. Stephan, 2004: Assimilation of Radar Data in the LM at DWD. COSMO Newsletter, No. 4, 143-150.
- Liu, X.-D., S. Osher und T. Chan, 1994: Weighted essentially non-oscillatory schemes. *J. Comput. Phys.*, **115**, 200–212.
- Lynch, P., 1997: The Dolph-Chebyshev window: A simple optimal filter. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 655–660.
- Mellor, G. L. und T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Müller, M. D. und D. Scherer, 2005: A grid- and subgrid-scale radiation parameterization of topographic effects for mesoscale weather forecast models. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1431–1442.
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 303–325.
- Schättler, U. und G. Doms, 2000: The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part II: Implementation documentation. *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, Offenbach, 59 S.
- Schättler, U., 2005: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part V: Pre-processing: Initial and Boundary data for LM. *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, Offenbach,

32 S.

Schättler, U., G. Doms und C. Schraff, 2005: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part VII: User's Guide (only draft version). *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, Offenbach, 132 S.

Schraff, C. und R. Hess, 2003: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part III: Data Assimilation. *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, Offenbach, 85 S.

Schraff, C., 1996: Data assimilation and mesoscale weather prediction: A study with a forecast model for the Alpine region. *Swiss Meteorological Institute*, Pub. 56, Zürich.

Schulz, J.-P. und U. Schättler (2005): Kurze Beschreibung des LME und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD, *Deutscher Wetterdienst (DWD)*, Offenbach, 65 S.

Schraff, C., 1997: Mesoscale data assimilation and prediction of low stratus in the Alpine region. *Meteor. Atmos. Phys.*, **64**, 21–50.

Theis, S. (2005): Deriving probabilistic short-range forecasts from a deterministic high-resolution model, Ph.D. thesis at University of Bonn, Germany

http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2005/theis_susanne/index.htm

Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.