

Simulation konvektiver Mischwolken

A. Seifert, K. D. Beheng, IMK

Einleitung

Wolken und Niederschlag sind ein wesentlicher Bestandteil des Wetter- und Klimageschehens: Sie steuern den atmosphärischen Wasserkreislauf, beeinflussen maßgeblich den Strahlungshaushalt und wirken bei der Ausbreitung und Umsetzung von Schadstoffen mit.

Gleichzeitig sind Wolken ein hochkomplexes physikalisches System: Sie bestehen aus Myriaden Wassertropfen und Eisparkeln unterschiedlicher Größe und Form, bei deren Entstehung und Wachstum viele physikalische Prozesse zusammenwirken.

Numerische Atmosphärenmodelle, wie sie heutzutage in der Wettervorhersage und Klimamodellierung eingesetzt werden, können auf Grund der groben räumlichen Auflösung nur ausgedehnte Schichtwolken gut erfassen und damit deren weitere Entwicklung verlässlich vorhersagen. Kleineräumige konvektive Wolken wie z.B. Gewitter können von solchen Modellen nicht aufgelöst werden. Um trotzdem zu einem besseren Verständnis von Wolken und deren Effekten zu gelangen, werden häufig spezielle, so genannte wolkenauflösende Simulationsmodelle, eingesetzt.

Das Atmosphärenmodell KAMM2

Um konvektive Wolken im Detail zu simulieren, ist ein numerisches Atmosphärenmodell erforderlich, das die Strömungs- und Thermodynamik der Atmosphäre auf einem hochaufgelösten Rechengitter, d.h. mit einer horizontalen Ma-

schensweite von 1 km oder weniger, berechnen kann (zum Vergleich: Wettervorhersagemodelle haben ca. 10 km, Klimamodelle über 100 km Maschenweite). Mit dem Karlsruher mesoskaligen Atmosphärenmodell KAMM2 verfügt das IMK über ein solches Modell.

Der Anspruch, Wolken mit einem solchen Modell realitätsnah erfassen zu können, erfordert, die verschiedenen Wolken- und Niederschlagspartikelarten sowie ihre Wachstums- und Wechselwirkungsprozesse möglichst genau zu modellieren. Während die Gleichungen der Hydro- und Thermodynamik seit langem bekannt sind – diese sind nichts anderes als die Navier-Stokes-Gleichung und die Hauptsätze der Thermodynamik –, ist die Formulierung von Gleichungen, die die zeitliche und räumliche Entwicklung der Wolken- und Niederschlagspartikel beschreiben, nicht endgültig gelöst. Dabei ist auch zu beachten, dass eine zu detaillierte Behandlung der Wolkenprozesse zu einem Rechenaufwand führen kann, der auch heute noch den schnellsten Großrechner überfordert. Hier muss also ein Kompromiss zwischen physikalischer Genauigkeit und erträglichem Rechenaufwand gefunden werden.

Eine Realisierung dieses Kompromisses stellt das in KAMM2 eingesetzte Wolkenchema dar [1, 2]. Es umfasst 5 Partikelarten: kleine Wolkentropfen, Regentropfen, Wolkeneis in Form von kleinen Eiskristallen (z.B. hexagonale Plättchen, wie sie in hohen Atmosphärenschichten auftreten), Schnee und Graupel. Was die Eispartikel angeht, ist die Berück-

sichtigung von nur 3 Arten eine relativ grobe Vereinfachung: Die in der Meteorologie verwendete Klassifikation von Magono und Lee [3] kennt ca. 80 verschiedene Eisparkelarten.

Die Größenverteilung jeder Partikelart wird lediglich durch die ersten beiden Momente der Größenverteilungsfunktion (2-Momenten-Verfahren), die Anzahl- und die Massendichten, charakterisiert. Zur Prognose der zeitlichen und räumlichen Entwicklung der Wolken- und Niederschlagspartikel werden die zugehörigen Bilanzgleichungen numerisch gelöst, wobei nicht weniger als 34 physikalische Prozesse berücksichtigt werden.

Abb. 1 zeigt schematisch die zahlreichen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Partikelarten. In konvektiven Mischwolken mit Temperaturen $T < 0^\circ\text{C}$, die aus einer Mischung von unterkühlten Tropfen und Eisparkeln bestehen, ist die wichtigste Partikelart Graupel. Graupelkörner entstehen prinzipiell durch zwei unterschiedliche Prozesswege: Zum einen bilden sich durch Nukleation und Kondensation Wassertropfen, die dann zu Regentropfen anwachsen können (Autokonversion, Akkreszenz). Die bei tiefen Temperaturen gefrierenden Regentropfen bereifen und wandeln sich zu Graupel um. Zum anderen können bei tiefen Temperaturen aber auch durch Nukleation und Deposition direkt kleine Wolkeneisparkel entstehen, die dann entweder durch Einsammeln von Wolkentropfen bereifen und Graupel bilden oder aber zunächst zu Schneeflocken aggregieren, die dann ebenfalls be-

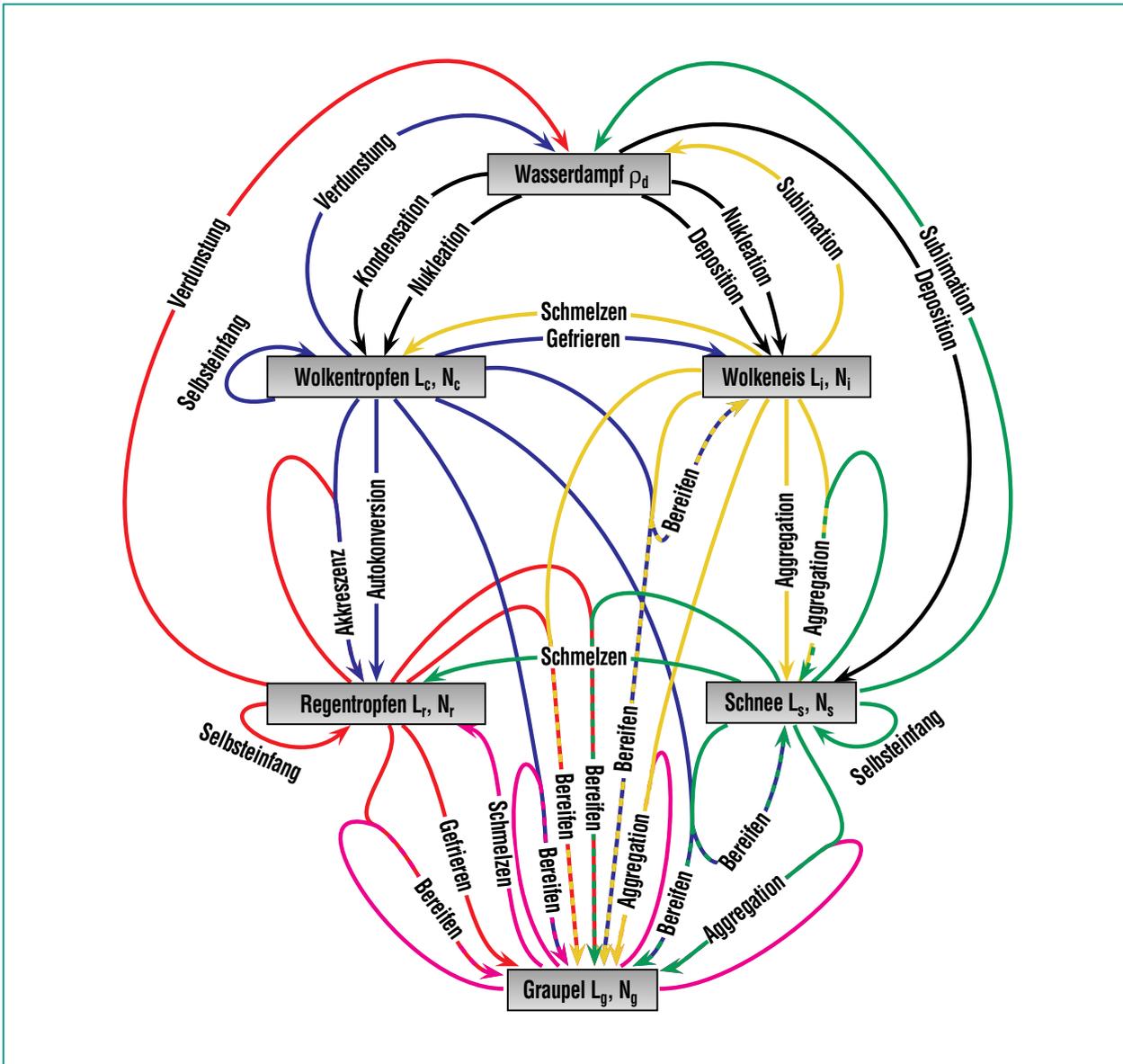


Abb. 1: Schematische Darstellung der wolkenmikrophysikalischen Wechselwirkungen bei Berücksichtigung der Partikelklassen Wolken- und Regentropfen, Wolkeneis, Schnee und Graupel. Auto-konversion, Akkretion und Selbsteinfang sind spezielle Koagulations-/Aggregationsprozesse.

reifen. Welcher der beiden Prozesswege – Wolkentropfen → Regentropfen → Graupel oder Wolkeneis → (Schneeflocken) → Graupel – in der Natur dominiert, ist bislang nicht geklärt.

Außer den wolkenmikrophysikalischen Prozessen bestimmen

auch die Strömungs- und Thermodynamik der Atmosphäre das Einsetzen und die Entwicklung von Niederschlag. Hierbei ist eine wichtige Größe für die Instabilität der Atmosphäre gegen vertikale Umlagerungen die so genannte konvektiv verfügbare potentielle Energie (engl: convective avail-

ble potential energy = CAPE). Schwere Gewitter treten dann auf, wenn die CAPE Werte über ca. 1000 J/kg erreicht. Innerhalb der Wolken wird die CAPE in kinetische Energie umgewandelt und es entstehen Aufwinde mit Windgeschwindigkeiten von bis zu 40 m/s.

Simulation eines Einzelgewitters

Gewitter, wie sie bei ruhigem, feucht-warmem Sommerwetter beobachtbar sind, durchlaufen ty-

pischerweise drei Entwicklungsstadien: In der Entstehungsphase bildet sich ein großer Gewitterturm, der sich bis in 10-12 km Höhe erstreckt und in dem das schnelle Wachstum großer Parti-

kel beginnt, die während der Reife- phase als Hagel, Graupel oder Regen den Boden erreichen. Danach löst sich das Gewitter rasch auf (Dissipationsphase). Dieser Lebenszyklus dauert für ein typisches Sommergewitter 45 bis 90 Minuten.

Mit dem Atmosphärenmodell KAMM2 kann dieser Entwicklungszyklus berechnet werden. Dazu wird eine feucht-warme, potentiell instabile Atmosphäre betrachtet ($CAPE > 1200 \text{ J/kg}$), in der eine am Boden vorgegebene Temperaturstörung Konvektion auslöst. Der Zustand einer so entstehenden Gewitterwolke nach einer Simulationszeit von 18 min bzw. 36 min ist in Abb. 2 dargestellt. Die Vertikalschnitte zeigen die Massendichten der verschiedenen Hydrometeorarten sowie die Niederschlagsrate am Boden. Nach 18 min hat sich eine Cumuluswolke ausgebildet, deren Wolkenobergrenze ca. 8 km Höhe erreicht. Sie enthält Wolkentropfen (blau) und Regentropfen (rot), die durch Koagulation entstanden sind, sowie im oberen Teil Graupel (magenta), der aus gefrorenen Regentropfen entsteht. Nach 36 Minuten ist ein voll ausgebildeter Cumulonimbus entstanden, der bis in etwa 10 km Höhe reicht. Man erkennt im obersten Teil deutlich den aus Wolkeneis (gelb) bestehenden Amboss, während die dominante Hydrometeorart im Kernbereich der Graupel ist, der sich sowohl durch Gefrieren von Regentropfen als auch durch Bereifen von Wolkeneis bildet. Unterhalb von 4 km Höhe schmelzen die Graupelpartikel. Der Niederschlag am Boden besteht in erster Linie aus Regen – jedoch erreicht

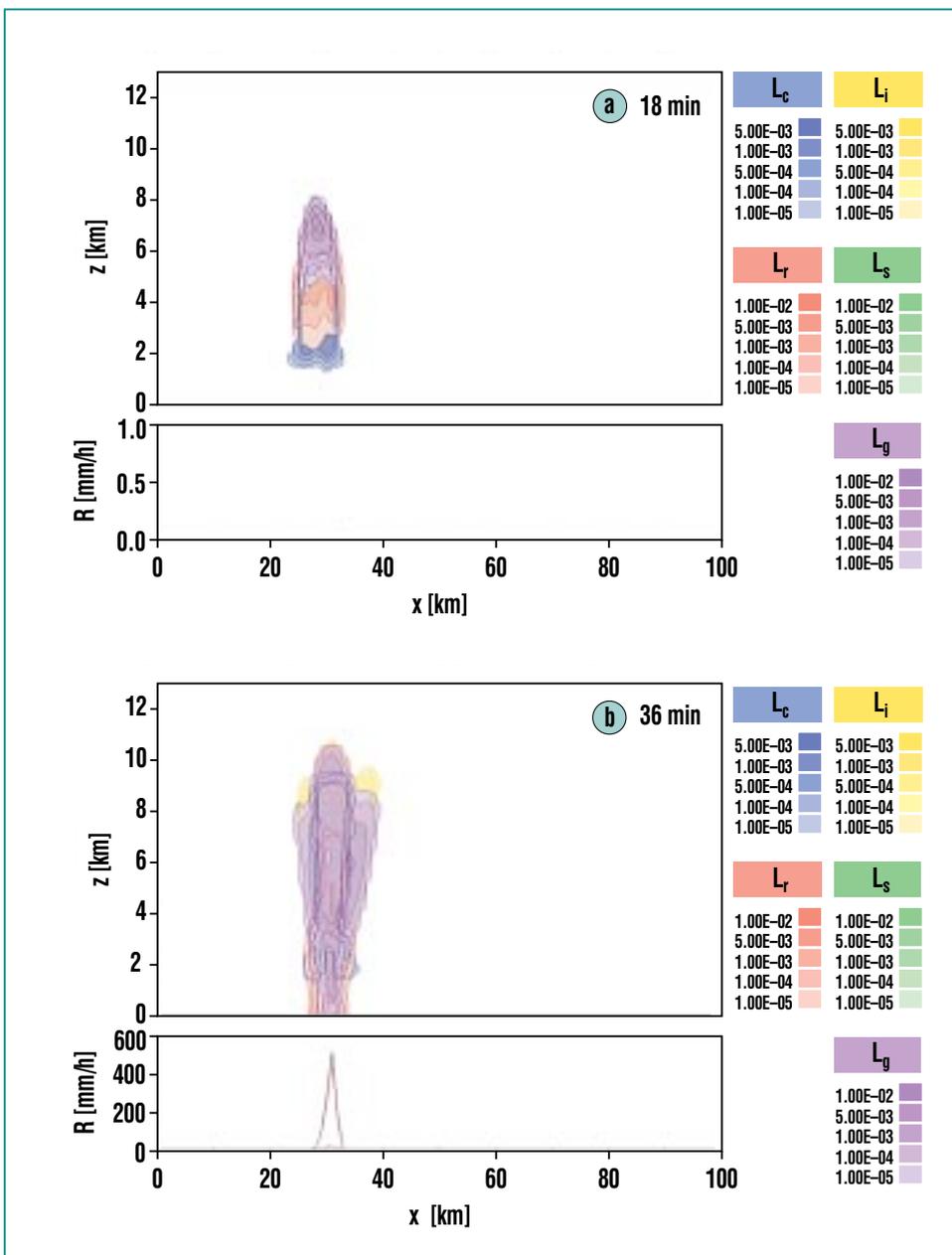


Abb. 2: Massendichten L der Hydrometeore in kg/m^3 (Vertikalschnitt) und Niederschlagsrate R am Boden in mm/h nach 18 Minuten bzw. 36 Minuten ($L_c = \text{blau} = \text{Wolkentropfen}$, $L_r = \text{rot} = \text{Regentropfen}$, $L_i = \text{gelb} = \text{Wolkeneis}$, $L_s = \text{grün} = \text{Schnee}$, $L_g = \text{magenta} = \text{Graupel}$).

auch ein Teil des Graupels, der hier als Hagel zu interpretieren ist, den Erdboden. Die Niederschlagsrate dieses Schauers beträgt bis zu 500 mm/h; derart hohe Niederschlagsraten treten allerdings nur für sehr kurze Zeit und in einem eng begrenzten Gebiet auf.

Der Einfluss der Windgeschwindigkeit auf die Entwicklung von Gewittern

Bei Windstille oder niedrigen Windgeschwindigkeiten läuft die Entwicklung von Gewitterzellen wie oben beschrieben ab. Treten in der mittleren und oberen Troposphäre hohe Windgeschwindigkeiten von über 20 m/s auf, so können demgegenüber Gewitter entstehen, die sehr viel langlebiger sind und als Superzellengewitter bezeichnet werden. Erfahrungsgemäß können intensive Superzellengewitter lokal zu katastrophalen Schäden durch extrem hohe Regenraten und Niederschlagsmengen sowie durch bodennahe Windböen führen. Die Entwicklung von Superzellen unter derartigen Starkwindbedingungen kann ebenfalls mit KAMM2 berechnet werden. Abb. 3 zeigt einen Vertikalschnitt durch eine voll ausgebildete Superzelle bei einer vorgegebenen CAPE von 2300 J/kg und einer Windscherung von 20 m/s zwischen Boden und 5 km Höhe. Die zusätzlich eingezeichneten Windvektoren lassen ein starkes Aufwindgebiet in der Wolke deutlich erkennen. In diesem Bereich der Wolke werden große Mengen von Wasserdampf und Hydrometeoriten nach oben transportiert. Der

maximale Aufwind beträgt etwa 20 m/s. Charakteristisch für Superzellen ist der weit ausgedehnte Amboss, der aus kleinen Eiskristallen besteht und die Obergrenze der Wolken darstellt; er hat sich in diesem Fall mit dem Wind über 60 km ausgebreitet. Der aus dieser Wolke ausfallende Niederschlag besteht hauptsächlich aus Graupel. Unterhalb des konvektiven Aufwindgebiets treten die höchsten Niederschlagsraten von über 100 mm/h auf.

Als Ursache für die dynamische Stabilität und damit die Langlebigkeit der Superzellengewitter wirken nach heutigem Wissenstand zwei Mechanismen zusammen: Zum einen führt die Überlagerung des Horizontalwindes, der mit der Höhe zunimmt, mit dem Vertikal-

windfeld, das durch die aufsteigende Luft entsteht, zu einer Rotationsströmung im Aufwindbereich. Dadurch entsteht eine helikale, d.h. schraubenartige Strömung, die eine hohe Stabilität besitzt. Zum anderen bewirkt die Windscherung, dass der Aufwindbereich des Gewitters nicht exakt senkrecht steht, sondern geneigt ist. Deswegen fällt der Niederschlag nicht direkt in den Aufwindbereich, so dass sich die Kaltluft, die durch Verdunstung von Regentropfen entsteht, nur auf einer Seite des Aufwindes bildet und weiterhin feucht-warme Luft in den Aufwindbereich nachfließen kann – das Gewitter wird also nicht, wie im Fall einer windschwachen Atmosphäre, von der Energie- und Feuchteversorgung abgeschnitten.

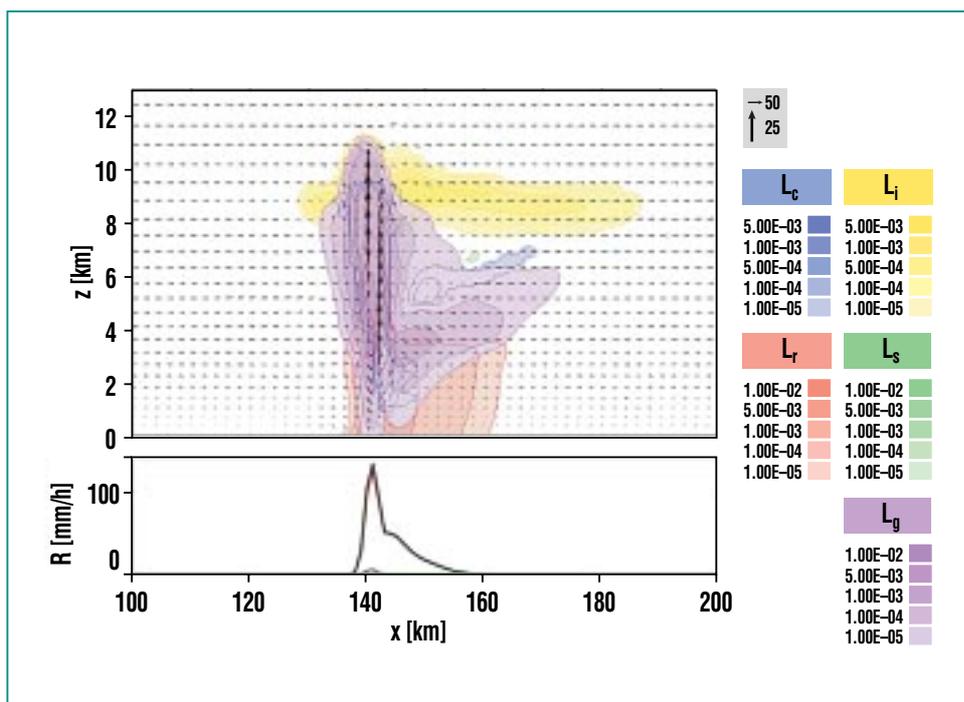


Abb. 3: Massendichten L der Hydrometeore in kg/m^3 (Vertikalschnitt) und Niederschlagsrate R am Boden in mm/h (L_c = blau = Wolkentropfen, L_r = rot = Regentropfen, L_i = gelb = Wolkeneis, L_s = grün = Schnee, L_g = magenta = Graupel). Die Pfeile stellen den Windvektor in m/s dar.

Der Einfluss von Aerosolpartikeln auf Gewitter

Wie bereits erwähnt, entstehen Wolkentropfen in der Atmosphäre meist durch heterogene Nuklea-

tion, d.h. kleinste Aerosolpartikel (Kondensationskerne) wachsen bei wasserdampf-übersättigter Luft zu kleinen Tropfen. Die Anzahl der entstehenden Wolkentropfen hängt deshalb empfindlich von der Anzahl und Zusammen-

setzung der Kondensationskerne ab. So findet man in maritimen Luftmassen, die nur wenige, aber große NaCl-Aerosolpartikel enthalten, niedrige Anzahldichten von relativ großen Wolkentropfen (ca. $100/\text{cm}^3$), während in kontinentalen Luftmassen, in denen die Anzahl mineralischer und sulfathaltiger Aerosolpartikel hoch ist, die Konzentration von Wolkentropfen ebenfalls hoch ist (ca. $500/\text{cm}^3$), die Tröpfchen aber relativ klein sind. Das komplexe Zusammenspiel zwischen atmosphärischem Aerosol und Wolkenentwicklung ist bislang nicht hinreichend genau verstanden (siehe Artikel von Möhler und Beheng in diesem Heft) und ist insbesondere in Klimamodellen nur unzureichend berücksichtigt. Mit dem Atmosphärenmodell KAMM2 konnte nun erstmals der Einfluss der Aerosolpartikel auf die Gewitterentwicklung direkt simuliert werden.

Als Beispiel für den Einfluss der Aerosolpartikel auf die Entwicklung konvektiver Wolken soll ein so genanntes Multizellensystem betrachtet werden. Multizellensysteme sind Gewitterkomplexe, die durch die mit dem Niederschlag einhergehenden bodennahen Sturmböen immer neue konvektive Einzelzellen initiieren. Abb. 4 zeigt die Ergebnisse zweier Simulationen von Multizellensystemen, wie sie sich bei einer CAPE von 2300 J/kg ausbilden. Dargestellt sind Seiten- und Aufsicht der Maximalwerte der so genannten Radarreflektivität Z, also des Signals, das von einem Radar, das die Wolke abtastet, empfangen würde. Die Signalstärke (in dBZ) ist eine Maß für Massen-

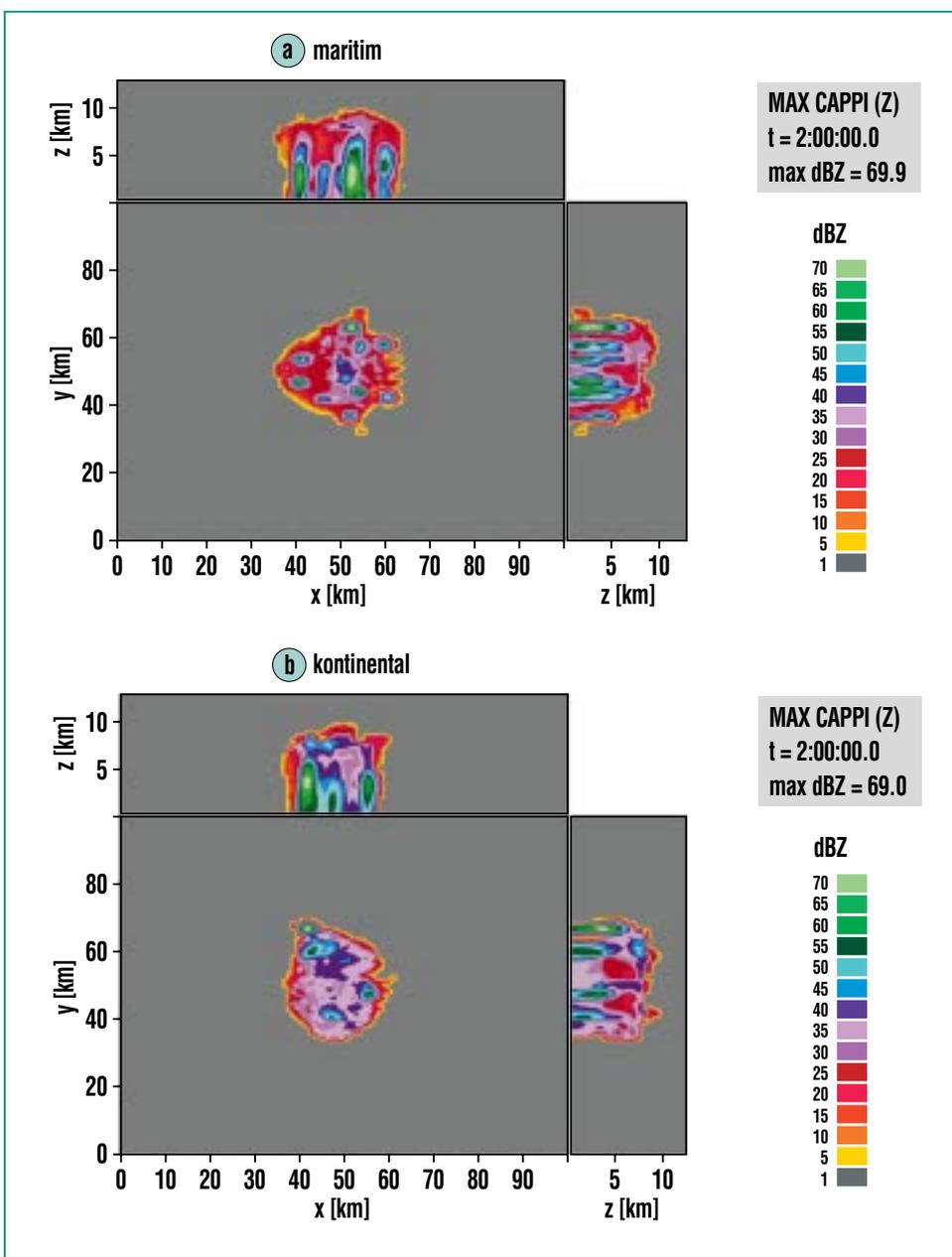


Abb. 4: Radarreflektivität in dBZ, berechnet aus Modelldaten und dargestellt als Seiten- und Aufsicht der Maximalwerte für maritime (a) und kontinentale (b) Bedingungen nach 120 Minuten Simulationszeit.

dichte und Größe der Hydrometeore.

Der einzige Unterschied zwischen den beiden Simulationen besteht in den Annahmen über die Art und Anzahl der Aerosolpartikel: Abb. 4a unterstellt maritime, Abb. 4b kontinentale Bedingungen. Unter maritimen Bedingungen bilden sich viele intensive konvektive Zellen (Radarreflektivität > 40 dBZ). Im kontinentalen Fall entstehen hingegen deutlich weniger und schwächere Zellen, was dazu führt, dass insgesamt nur ca. halb soviel Niederschlag den Boden erreicht. Die Intensität eines Multizellensystems hängt demnach empfindlich von der Anzahl und den Eigenschaften der atmosphärischen Aerosolpartikeln ab.

Zusammenfassung und Ausblick

Die Niederschlagsbildung – insbesondere in konvektiven Wolken – ist ein hochkomplexer und auch heute noch nicht in allen Details verstandener Prozess. Da direkte Messungen in solchen Wolken gewöhnlich sehr schwierig durchzuführen sind, ist die numerische Simulation auf der Basis realitätsnaher physikalischer Modelle ein probates Mittel, um die grundlegenden Mechanismen, ihre Wechselwirkung und Sensitivität zu untersuchen. Es zeigt sich, dass in Abhängigkeit von den atmosphärischen Bedingungen wie z.B. der vertikalen Windscherung und der Aerosoleigenschaften die Wolkenentwicklung und -dynamik

unterschiedlich verläuft. Die neu entwickelten Methoden werden in den nächsten Jahren in Wettervorhersage- und Klimamodelle einfließen.

Literatur

[1] A. Seifert, Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe, Karlsruhe, 2002

[2] A. Seifert, K.D. Beheng, Atmos. Res., 59-60, 265-281, 2001

[3] C. Magono, C. Lee, J. Fac. Sci., Ser. 7, 2, 312-335, 1966