

Kapitel 6

Zusammenfassung

Die vorliegende Dissertation widmete sich der Erweiterung der Gleichungen des anelastischen Atmosphärenmodells KAMM für die Simulation hochreichender konvektiver Wolken. Zur Erfüllung dieser Aufgabe wurden zuerst die wesentlichen Eigenschaften konvektiver Wolken dargestellt und die besonderen Herausforderungen beim Studium tiefer Konvektion in Wechselwirkung mit komplexen Geländestrukturen im Mittel- oder Hochgebirgsraum hervorgehoben. Danach wurden die Parametrisierung der Wolkenmikrophysik mit Kessler-Schemata zusammen mit den Anforderungen an die Modellierung vorgestellt.

Die eigentliche Fortentwicklung des KAMM-Modells in der Ausgangsversion gliederte sich anschließend in mehrere Teilschritte: die knappe Vorstellung des Gleichungssystems im Kapitel 3 diente vor allem dem Auffinden solcher Stellen in den Gleichungen, die für die Beschreibung von Wolken- und Niederschlagsprozessen noch unzureichend waren. Neben dem Fehlen eines Wolkenmoduls und prognostischer Bilanzgleichungen für die Hydrometeorergehalte q_ξ mangelte es hier in erster Linie in den Wärme- und Impulsgleichungen an einer vollständigen Berücksichtigung des Feuchteinflusses, z. B. bei der Formulierung des Auftriebsterms, der im KAMM traditionell als Auftriebsdruckgradient-Beschleunigung in den Horizontalkomponenten des Impulses formuliert wird.

Ebenso wichtig war die Berücksichtigung der spezifischen Feuchte q_d bei der Berechnung der turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte sowie des Stabilitätsparameters der atmosphärischen Grenzschicht $\zeta = z/L_*$. Hier war zwar schon in der Vergangenheit für KAMM Arbeit investiert worden (Dotzek und Emeis, 1996), aber nur für die Berechnung der Grenzschicht ohne Wolkenbildung.

Das dann aus den Analysen in Kapitel 3 folgende überarbeitete Gleichungssystem für die Berechnung hochreichender Feuchtkonvektion wurde in Kapitel 4 vorgestellt. Neben der vollständigen Berücksichtigung des Einflusses der spezifischen Feuchte und der Hinzunahme der gesamten Komponenten der Coriolis-Beschleunigung in den Modellgleichungen und bei der Bestimmung des Grundzustandes ruhte das Schwergewicht hier in erster Linie auf zwei Pfeilern: der Neuformulierung der Anelastizitätsbedingung und der Entwicklung des Wolkenmoduls für die Beschreibung tiefer Konvektion.

Die Anelastizitätsbedingung, die bislang nur für flache Konvektion formuliert war, wurde für beliebig große Modellgebiethöhen H verallgemeinert. Neben der wohlbekannten Bedingung $\nabla \cdot (\rho_0 \mathbf{v}) \equiv 0$ wurde aber nach Hauf (1980) die noch weniger einschränkende Bedingung $\nabla \cdot (\rho_0 \Theta_{\rho 0} \mathbf{v}) \equiv 0$ als Standardfall eingeführt. Diese macht gegenüber dem kompressiblen System, wie es z. B. in den Modellgleichungen von KAMM2 (Förstner, 1998) verwendet wird, nur die Annahme $\partial_t p = 0$ zur Elimination von Schallwellen. Daher kann das Wolkenphysik-KAMM auch als kompressibel-anelastisch bezeichnet werden.

Mit der Einführung der neuen Anelastizitätsbedingung geht nach Hauf (1980) auch der Zwang zur Neuformulierung der Advektion in Flußform einher. Zu diesem Zweck konnten die schon existierenden Algorithmen aus den Arbeiten von Dotzek (1993) sowie Dotzek und Fiedler (1995) herangezogen werden.

Bei der Auswahl des Wolkenmodells fiel die Wahl auf ein Schema vom Kessler-Typ mit seiner schon als klassisch zu bezeichnenden Zerlegung des Wassertropfenspektrums niederschlagsträchtiger Wolken in je ein Wolkentröpfchen- und ein Regentropfen-Subspektrum. Für die Formulierung der einzelnen Terme der Niederschlagsprozesse wurde bis auf den *breakup*-Term auf in der Simulation konvektiver Wolken gebräuchliche Parametrisierungen (z. B. Klemp und Wilhelmson, 1978; Xue et al., 1995; Tartaglione et al., 1996) zurückgegriffen. Die anfängliche Bildung von Wolkenwasser erfolgt über die Annahme des permanenten Sättigungsgleichgewichts in der Wolke. Mit diesen Termen kann das Wolkenmodell schon für zwei wichtige separate Zwecke verwendet werden, nämlich die Simulation von Schönwetterwolken, die keinen Regen bringen, und von regenbringenden Schauer- / Gewitterwolken.

Obwohl bei der Themenstellung der vorliegenden Doktorarbeit ursprünglich nur die Simulation warmer, d. h. eisfreier Wolken geplant war, wurde in der Praxis schnell deutlich, daß der Einfluß der Eisphase in KAMM zumindest in elementarer Form berücksichtigt werden mußte. Daher wurde beim Niederschlag — nach einem Vorschlag von Tartaglione et al. (1996) — eine temperaturabhängige Reduktion der Niederschlags-Fallgeschwindigkeit oberhalb der $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Grenze bis hin zu einem unteren, für Schnee und porösen Graupel repräsentativen Grenzwert aus dem Intervall $0.5\text{--}3\text{ m s}^{-1}$ vorgenommen. Durch die damit erreichte, realistischere längere Einwirkzeit des Niederschlags auf die Wolkendynamik wird vor allem eine verbesserte Beschreibung des konvektiven Abwinds in einer Cb-Wolke und, damit eng verbunden, eine mit Experimenten besser vergleichbare Zunahme der bodennahen Wirbelstärke in der Reifephase von Superzellen-Gewittern angestrebt.

Bei den Wolkenprozessen wurde eine gänzlich neue Hydrometeorart, das Wolkeneis, eingeführt. Hier macht man die Voraussetzung, daß Wolkeneiskristalle oberhalb $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ sofort schmelzen und unterkühlte Wolkentröpfchen unterhalb etwa $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ sofort spontan ausfrieren. Die Bildung von Wolkentropfen und -eiskristallen wird durch eine für diese Arbeit neu entwickelte Sättigungsadjustierung beschrieben, die im Abschnitt 4.1.11 ausführlich dokumentiert wurde. Dem von Tao et al. (1989) entwickelten Verfahren ähnlich, vermeidet diese neue Formulierung aber dessen Schwächen. Daher beobachtet man in KAMM keine Rest-Übersättigung bezüglich Eis oberhalb der $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -Grenze, und auch die anfängliche Bildung von Wolkenpartikeln kann im Intervall zwischen ca. $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ sofort in der Mischphase erfolgen. Auf dieser Entwicklungsstufe sind jetzt Simulationen konvektiver Wolken mit / ohne Niederschlag und mit / ohne Eisphase möglich, also insgesamt vier unterschiedliche Anwendungsmöglichkeiten des Wolkenphysik-KAMM denkbar.

Zu den Besonderheiten des Wolkenmodells gehört auch, daß für alle Hydrometeorarten q_{ξ} eine massenabhängige Berechnung ihrer Sedimentationsgeschwindigkeit durchgeführt wird. Dies gilt also auch für Wolkenwasser und Wolkeneis, deren Endfallgeschwindigkeit oftmals vernachlässigt wird, aber zumindest beim Eis Werte von ungefähr 1 m s^{-1} erreichen kann. Wird mit dem detaillierten Boden-Vegetationsmodell des KAMM eine Simulation für eine der im Rheintal häufigen Bodennebellagen angestrebt, ist allerdings auch die Sedimentation der Nebeltropfen ein wichtiger Prozeß.

An diese Modellentwicklung schlossen sich erste Tests des Wolkenmodells an, die neben Bodennebel und einfachen Schönwettercumuli schon die im Abschnitt 5.1.1 vorgestellten vergleichenden Simulationen eines Schauers über hügeligem Gelände ohne bzw. mit Eisphasenparametrisierung umfaßten. Die Berechnung typischer Größen der Radarmeteorologie, wie des Radarreflektivitätsfaktors, der Regenrate und der am Boden ankommenden Niederschlagsmenge aus den modellierten Ausgabegrößen des Wolkenmoduls stellte eine weitere Vorarbeit dar. Für diese Größen wurden zudem graphische Ausgabemöglichkeiten

geschaffen, die denen des C-Band Doppler Radars des Instituts nahezu gleichen und den angestrebten Vergleich von Modelldaten und Radarbeobachtungen für das Oberrheingebiet erleichtern sollen. Sie sind im Anhang A ausführlich dokumentiert worden.

Bereits die Ergebnisse dieser Testphase fielen sehr ermutigend aus. Die anhand der Modell-Parametrisierung festgelegten Beziehungen zwischen Reflektivität und Regenrate, sowie Regenrate und Hydrometeorergehalt erwiesen sich vor allem für den flüssigen Niederschlag als genau zu den beim institutseigenen C-Band Doppler Radar verwendeten passend, auch unter Einfluß der dem Radar nicht direkt zugänglichen Vertikalbewegung innerhalb der Cb-Wolke. Die Übereinstimmung für Schnee war zwar qualitativ richtig, quantitativ ergaben sich jedoch größere Abweichungen. Das war zum einen aufgrund der Einfachheit der Parametrisierung für Mischniederschlag / Schnee gar nicht anders zu erwarten; zum anderen zeigte eine analytische Überprüfung dann aber auf, daß die beim C-Band Radar zum Einsatz kommende empirische Z - R Beziehung $Z_s = 1800 R^{2.2}$ mit den mikrophysikalischen Annahmen bezüglich der Teilchenspektren gar nicht zu vereinbaren ist und auf physikalische Widersprüche führt. Daß sich diese Z - R Beziehung trotz der fehlenden theoretischen Grundlage in der radarmeteorologischen Praxis gut bewährt, legt die sich einer einfachen analytischen Beschreibung entziehende Komplexität der Gesamtheit der Eisphasenprozesse innerhalb einer stark konvektiven Wolke bloß.

Für die ersten Simulationsvergleiche eines Schauers mit / ohne Eisphase über hügeligem Gelände wurden u. a. Werte wie der maximale Auf- und Abwind, bzw. Extremwerte der Hydrometeorergehalte miteinander verglichen und die an die Software des Radargeräts angelehnten graphischen Produkte berechnet. Sie alle zeigten, daß das KAMM mit Wolkenmodell in der Lage ist, Erfahrungswerte aus Radarmessungen zu reproduzieren und auch die Gesamtgestalt der Wolke und des Niederschlagsschafftes realistisch wiederzugeben. Dabei bewirkte die Eisphasenbeschreibung wie erwünscht vor allem eine Intensivierung des Wolkenabwindes, aber auch einen verlangsamten Aufbau des Niederschlags in der Wolke durch die sofortige Koexistenz von Wolkenwasser und -eis oberhalb der 0 °C-Grenze. Sehr realistisch wird die zunehmende Vereisung der Wolken nach Ausfällen des Hauptniederschlags modelliert. Diese unterbindet in dem zerfallenden Cb eine Neubildung nennenswerter Niederschlagsmengen bei Abwesenheit eines äußeren Antriebs.

Danach wurden in zwei Simulationen mit feiner horizontaler Auflösung von $\Delta = 1$ km prinzipielle Einflüsse der Orographie studiert. Neben der Kontrollsimulation eines Gewitterschauers über ebenem Gelände fand eine zweite Simulation statt, bei der ein Einzelberg von 500 m Höhe in Zugrichtung der sich entwickelnden Cb-Zelle lag. Ansonsten glich diese Simulation aber genau dem Kontroll„experiment“.

Obwohl das Hindernis scheinbar nicht sehr bedeutend war, ergaben sich weitreichende Auswirkungen auf die Wolkendynamik. Die beobachtete Wolkenobergrenze lag um 1 km höher als im Kontrollfall, die maximalen Regenwassergehalte waren 118 %, die Reflektivität um 5 dBZ und die Maxima der Regenmenge am Boden um 58 % höher aufgrund der zusätzlichen Hebung im Luv des Bergs. Beim Hinwegziehen über den Gipfel kam es zur erneuten Bildung von Regen, so daß im Lee ein sekundäres Regenmaximum entsteht, während die Gipfellage selbst verminderten Niederschlägen ausgesetzt ist.

Bei beiden Simulationen bildeten sich durch den Niederschlag Fallwinde und Böenfronten aus, die vom Einzelberg jedoch stark verformt und abgeschwächt wurden. Hier erlaubte die Kontrollsimulation anhand von MAX_CAPPI- Z , sowie CAPPI- v Graphiken und Vertikalschnitten der äquivalent-potentiellen Temperatur eine detaillierte Analyse des sich bildenden und von der Zelle fortlaufenden Böenkragens. Die Zirkulation am Kopf der etwa 500 m mächtigen Dichteströmung und die Hebung im Grenzschichtniveau werden sehr gut wiedergegeben (vgl. z. B. Houze, 1993). Offensichtlich ist in KAMM auch die Quasi-Erhaltungseigenschaft von Θ_e vorhanden, die sich im Kern des Fallwinds und in der *entrainment*-oder Einmischungszone an Wolkenoberrand zeigte. Auch die charakteristische Asymmetrie der Böenfront

längs und quer zur Verlagerung des Systems aus Sturm und Böenfront wurde im Feld der äquivalent-potentiellen Temperatur evident.

Nach den Simulationen für idealisierte Topographien wurde eine typische Westsüdwest-Lage für den Oberrheingraben durchgeführt, wobei die horizontale Maschenweite mit $\Delta = 4$ km wesentlich grober war als in den vorangegangenen Simulationen. Neben der rein orogenen Wolkenbildung wurde zusätzlich ein Gewitterschauer am Nordrand der Vogesen durch eine lokale bodennahe feucht-warme Luftmasse hoher äquivalent-potentieller Temperatur angeregt. Sowohl der Schauer als auch die Wolken, die sich von allein über den Mittelgebirgen bildeten, verhielten sich von der räumlichen Lage und der Verlagerung her im Vergleich zu Radarbeobachtungen typisch. Aber obwohl auch die orogenen Cumuli im Verlauf des Modellaufs bis 3 km ü. NN anwuchsen, bildete sich in ihnen kein Niederschlag. In ähnlicher Weise bedurfte auch der Gewitterschauer einer wesentlich heftigeren Anregung als bei den Simulationen mit $\Delta = 1$ km. Die grobere Maschenweite führt also zu einem trägeren Verhalten der Konvektion, wenngleich auch relativ kleinskalige Prozesse wie das *entrainment* immer noch in den Daten nachweisbar sind. Hier sind eingehendere Studien nötig, um zu klären, ob für solche Gitterweiten eine Parametrisierung der subskaligen Niederschlagsprozesse sinnvoll wäre.

Beim Vergleich zwischen den bewölkten Gebieten in der KAMM-Simulation und klimatologischen Mittelwerten der räumlichen Niederschlagsverteilung aus C-Band Radar- und Bodenmeßnetzdaten findet man für die gewählte, im Bereich des Oberrheingrabens sehr häufig mit Niederschlag verbundene Anströmung aus Westsüdwesten eine gute Übereinstimmung (Gysi, 1998; Hannesen, 1998). Bei der Diskussion der vorhandenen Unterschiede zwischen Beobachtungen und Modell wurde besonders die Notwendigkeit hervorgehoben, KAMM realitätsnah mit gemessenen Verteilungen der Bodenfeuchte zu initialisieren, um die Wechselwirkung zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre besser beschreiben zu können. Zusätzlich wurde ein einfaches Verfahren vorgeschlagen, auch die gemessenen Hydrometeorfelder näherungsweise bei der Initialisierung von KAMM zu berücksichtigen.

Die Rechnungen für die Oberrheinregion halfen auch dabei, die Prozesse zu klären, die zu den in diesem Areal häufigen schweren Unwettern und sogar Tornados führen (Dotzek et al., 1998; Hannesen et al., 1998; Dotzek und Hannesen, 1998). Bedeutsam sind dabei für die Bildung der involvierten Superzellengewitter bei Westsüdwest-Anströmung das bodennahe Angebot feucht-warmer Luft mit hohen Werten der äquivalent-potentiellen Temperatur Θ_e , die von einer im Rheintal kanalisierten Südströmung nordwärts transportiert wird und die im Bereich Straßburg-Heidelberg in die am Oberrand der Grenzschicht vorherrschende, von der Zaberner Senke kanalisierte Westströmung gerät. Hier kommt es sowohl zu Horizontalkonvergenz als auch zu einer zyklonalen Windscherung, die sich bei aus Nordwesten heran-nahender Kaltluft bis in große Höhen fortsetzen kann. Damit sind die wesentlichen Voraussetzungen für Superzellengewitter erfüllt, die Hagelschlag und in extremen Fällen wie dem des 10. Juli 1968 auch starke Tornados mit verheerenden Schäden produzieren können.

Das KAMM-Modell bietet also in der jetzigen Form die Möglichkeit, orogene Effekte bei der Anregung von Konvektion zu studieren und prinzipielle wolkenphysikalische Studien mit feiner räumlicher Auflösung von $\Delta \lesssim 1$ km durchzuführen. Bei der Klärung der Frage, bis zu welcher Maschenweite das Modell noch ohne subskalige Niederschlagsparametrisierung angewandt werden kann, besteht weiterer Forschungsbedarf, weil bezüglich dieser Frage für den relevanten Bereich von $\Delta \approx 2$ bis ≈ 5 km auch in der aktuellen Literatur keine eindeutige Meinung vorherrscht. Hier ist zusätzlich von zukünftigen Rechnungen mit dem kompressiblen Modell KAMM2 eine Aufklärung zu erwarten. Zum Abschluß der Doktorarbeit wurde das gesamte hier vorgestellte Wolkenmodul in dieses neuentwickelte Simulationsmodell integriert und lieferte in ersten Tests ebenfalls sehr realistische Bewölkungsverteilungen für die Oberrheinregion. Damit stehen am Institut für Meteorologie und Klimaforschung nunmehr zwei meso-skalige Atmosphären-Biosphärenmodelle, KAMM und KAMM2, mit Wolkenmodul zur Verfügung.