5.2 Rechnungen für die Oberrheinregion

Aufgrund der Vergleichbarkeit mit den Daten des C–Band Doppler Radars des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung wurde die Oberrheinregion als Beispiel für eine Anwendung des Wolkenmodells über komplexer Topographie ausgesucht. Zudem liegen für dieses Gebiet bereits langjährige Modellstudien mit KAMM vor (z. B. Dorwarth, 1985; Adrian und Fiedler, 1991; Adrian, 1994; Lenz, 1996).

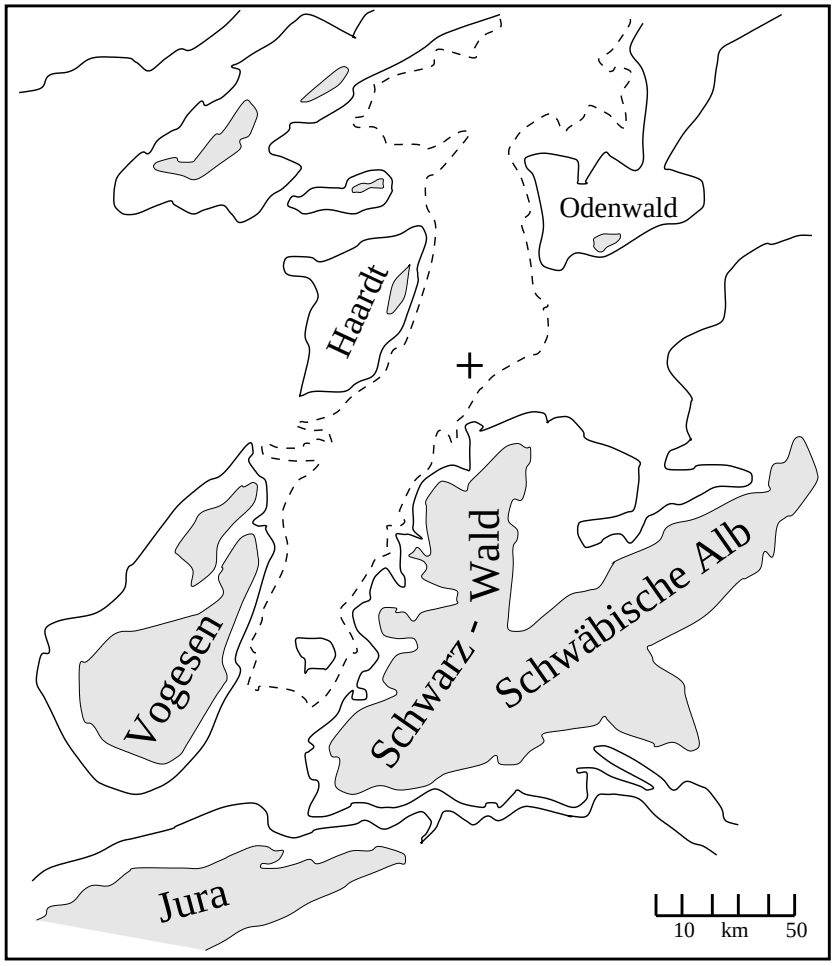

Abbildung 5.23: Schema der Orographie der Oberrheinregion. Das Kreuz bezeichnet den Radarstandort. Isohypsen bei 200, 400 und 600 m.

Die hervorstechenden Geländestrukturen dieser Region sind in Abb. 5.23 dargestellt. Neben dem durch ein +–Symbol markierten C–Band Radarstandort sind die Höhenlinien 200 m (gestrichelt), 400 m (durchgezogen) und 600 m (grau unterlegte Gebiete) eingetragen. Die wichtigsten Höhenzüge sind der Schwarzwald mit bis zu 1500 m ü. NN, die Vogesen (bis ca. 1400 m ü. NN) und der Schweizer Jura mit ebenfalls über 1000 m Geländehöhe. Der Odenwald und die Haardt im Pfälzer Wald erreichen beide etwa 650 m ü. NN. Sie stellen wichtige orographische Einflüsse für die Strömung im Bereich des Instituts–Radars dar (Gysi, 1995, 1998; Hannesen, 1998), dessen 120 km–Gesichtskreis man bei Hannesen (1998, Abb. 3.1, S. 15) zusammen mit den Ortsbezeichnungen der wichtigsten Städte und orographischen Regionen vorfindet. Dieser Gesichtskreis wird im folgenden auch bei den synthetischen Radarbildern der KAMM–Simulationen stets mit eingezeichnet, um die Anschaulichkeit zu erhöhen.

Bei den für konvektive Wetterlagen besonders relevanten geostrophischen Anströmrichtungen aus West bis Südwest wird die Luft in Bodennähe zwischen Vogesen und Schweizer Jura durch die Burgundische Pforte in das Rheintal gelenkt und strömt in einer flachen Schicht nordwärts und nach Osten zum Hochrhein. Weiter im Norden, kanalisiert zwischen Vogesen und der Haardt, strömt durch die Zaberner Senke oberhalb ca. 500 m über dem Erdboden die Luft aus westlicher Richtung über die im Rheintal vorherrschende Südströmung.

Im Tal selbst erfolgt ein Ausströmen nach Osten in das Kraichgaubecken südlich des Odenwalds und eine weiterführende, aber sich nach Norden signifikant abschwächende Strömung in die Rhein–Main Ebene

hinein. Aber trotz der im Bereich von Odenwald und Haardt flacheren Randgebirge der Rheingrabens ist die talparallele Kanalisierung auch dort noch deutlich nachweisbar (Fiedler, 1983; Wippermann, 1984).

Um die wesentlichen orogenen Einflüsse auf die Strömung abzubilden, wurde ein Modellgebiet ausgewählt und mit Höhenlinien im Abstand 100 m in der Abb. 5.24 gemeinsam mit dem Radarstandort (+) dargestellt. Dieses Modellgebiet mit 65×65 Gitterpunkten und einer horizontalen Maschenweite von 4 km reicht in Nord–Süd Richtung etwa von Frankfurt / Main bis zum Hochrheintal, in West–Ost Richtung von Nancy bis Stuttgart. Die hier vorgelegten Ergebnisse für die Oberrheinregion beziehen sich alle auf dieses Modellgebiet, für das zum Ende der Doktorarbeit auch passende detaillierte Landnutzungsdaten vorlagen. Für die Bodenartenklassifikation mußte jedoch weiterhin vereinfachend der Standardfall „sandiger Lehm“ verwendet werden (Lenz, 1996).

Das ausgewählte Gebiet hat zudem den Vorteil, sinnvoll mit den numerischen Simulationen von Nickerson et al. (1986) vergleichbar zu sein, die als Schwerpunkt die Niederschlagsbildung in der Region von Südvogesen und Hochschwarzwald zum Ziel hatten. Das hier verwendete Gebiet ist jedoch besser an die meteorologischen Gegebenheiten der gesamten Oberrheinregion angepaßt und legt den Schwerpunkt des Interesses eher auf die auch dem C–Band Doppler Radar des Instituts zugängliche Gegend, d. h. in etwa 80–100 km Umkreis um Karlsruhe.

5.2.1 Eine exemplarische Wetterlage

Wie von Gysi (1998) ausgeführt wird, fallen in der Oberrheinregion ca. 50 % aller synoptischen Situationen mit Niederschlag in die Gruppe mit großräumiger südwestlicher bis westlicher Anströmung und weitere 25 % in die angrenzenden Oktanden. Aufgrund der deshalb großen Repräsentativität der Anströmung aus Südwest bis West wurde eine auch experimentell untersuchte Westsüdwest–Lage mit ausgeprägter Konvektion (Hannesen et al., 1998) herangezogen, um daraus auch idealisierte Profile zur Initialisierung von KAMM zu berechnen. Die Idealisierung bestand hauptsächlich in einer Glättung der Geschwindigkeitsprofile und dem höhenkonstanten Wind unterhalb 7.0 km Höhe. Somit wurde das KAMM–Modell in diesem Bereich barotrop initialisiert. Die in dem von Hannesen et al. (1998) sowie Dotzek und Hannesen (1998) gezeigten Hodogramm vorhandenen Schwankungen des Windvektors in der unteren Troposphäre wurden als hauptsächlich orogen interpretiert und sollten vom Modell in ähnlicher Form selbst errechnet werden können.

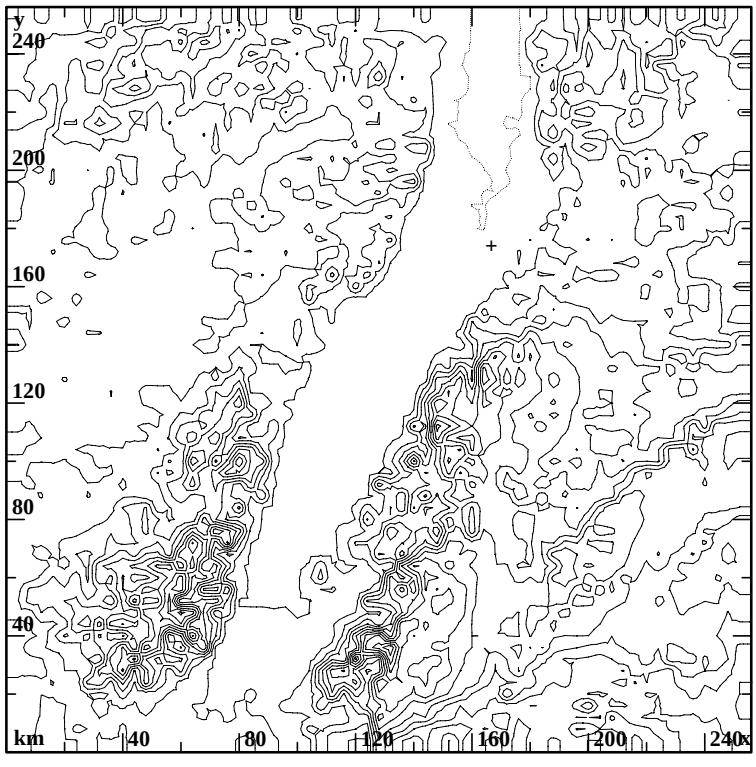

Abbildung 5.24: KAMM–Modellorographie mit der punktierten 100 m ü. NN Isohypse in der Nähe des mit + markierten Radars.

Eingabeparameter

Zur Veranschaulichung stellt Tab. 5.3 die entsprechenden Eingabewerte des eindimensionalen Grundzustands der Atmosphäre in KAMM vor. Die vollständigen Daten der Sondierung lagen allerdings mit $\Delta z = 125$ m vertikaler Auflösung vor. Die Höhe H des Modellgebiets betrug 18 km und reichte damit weit in die Tropopause und untere Stratosphäre hinein. Die Tropopausenregion ist bei dieser an die synoptische Lage des 9. Septembers 1995 (Hannesen et al., 1998) angelehnten Sondierung bei etwa 9 km ü. NN anzusiedeln, was aus dem Profil von $\partial_z \Theta_0$ in Tab. 5.3 deutlich wird. Die mit dem C–Band Doppler Radar beobachteten Niederschlagsobergrenzen lagen bei etwa 8.0 km Höhe. Daraus kann man auf eine Wolkenobergrenze von 8.5–9.5 km ü. NN schließen.

Tabelle 5.3: Sondierung für die Westsüdwest–Lage.

$\frac{z}{\text{km}}$	$\frac{u_0}{\text{m s}^{-1}}$	$\frac{v_0}{\text{m s}^{-1}}$	$\frac{\Theta_0}{\text{K}}$	$\frac{\partial_z \Theta_0}{\text{K km}^{-1}}$	$\frac{\text{RH}_0}{\%}$
18.0	+12.40	−0.80	448.21	15.00	10.0
17.0	+12.40	−0.80	433.21	15.00	10.0
16.0	+12.40	−0.80	418.21	15.00	10.0
15.0	+12.40	−0.80	403.21	14.00	10.0
14.0	+12.40	−0.80	389.21	14.00	10.0
13.0	+12.40	−0.80	375.21	14.00	5.0
12.0	+12.40	−0.80	361.21	14.00	5.0
11.0	+12.40	−0.80	347.21	14.00	5.0
10.0	+8.90	+1.50	333.21	14.00	5.0
9.0	+6.70	+3.80	319.21	11.00	10.0
8.0	+8.40	+3.30	313.24	2.60	10.0
7.0	+9.90	+2.70	310.46	4.00	15.0
6.0	+9.90	+2.70	306.46	3.48	20.0
5.0	+9.90	+2.70	303.65	1.52	45.0
4.0	+9.90	+2.70	301.21	4.00	45.0
3.0	+9.90	+2.70	297.21	4.00	63.0
2.0	+9.90	+2.70	293.61	1.84	70.0
1.0	+9.90	+2.70	292.00	1.20	70.0
0.5	+9.90	+2.70	291.70	0.00	70.0
0.0	+9.90	+2.70	291.70	0.00	75.0

Das in der Tab. 5.3 ablesbare Windprofil ist durch Westsüdwestwind in der Troposphäre, eine zyklonale Windscherung in der Tropopause und Westnordwestwind in der Stratosphäre gekennzeichnet. Der Betrag der Windgeschwindigkeit nimmt durch die Tropopause hindurch nur wenig zu. Das Profil der relativen Feuchte RH orientiert sich nicht nur an den Stuttgarter Radiosondendaten des 9. Septembers 1995, sondern besonders in der oberen Hälfte des Modellgebiets an den klimatologischen Feuchteprofilen aus Kley et al. (1997). Feuchte Luft in Bodennähe und sehr trockene Luft in der unteren Stratosphäre kennzeichnen dessen Verlauf. Auch das Profil der potentiellen Temperatur, d. h. der Entropie der trockenen Luft, orientiert sich an den Daten des 9. Septembers 1995, auf den im Abschnitt 5.3 noch genauer eingegangen wird.

Es war also nicht das Ziel, einen Tag mit extremer konvektiver Wetterentwicklung zu erfassen, sondern einen wirklich typischen Fall, der einen Bezug zu klimatologischen Mittelwerten aus radar- und bodengebundenen Daten (Gysi, 1998; Hannesen, 1998) ermöglicht. Dabei ist gleichzeitig zu klären, wie sich das KAMM–Modell bei der jetzt viermal groberen räumlichen Auflösung von $\Delta x = \Delta y = 4$ km verhält, und ob die Wolkenentwicklung realistisch wiedergegeben wird. So kann ein Hinweis auf eine eventuell notwendig erscheinende Parametrisierung der subskaligen Niederschlagsbildungsprozesse gegeben werden.

Weil zum Zeitpunkt dieser Simulationen noch keine detaillierten Landnutzungsdaten vorlagen, wurde die Simulation mit einer homogenen Boden- und Vegetationsklassifizierung „Sandiger Lehm“ / „Grasland“ angetrieben. Ein durch Inhomogenitäten der Landnutzung bedingter Unterschied im Strahlungs- und Feuchtehaushalt der bodennahen Luft konnte somit nicht erfaßt werden.

Simulationsergebnisse

Der Verlauf der Simulation wird anhand von synthetischen MAX_CAPPI–$\mathcal{Z}$- und CAPPI–v Radarbildern in den Abbn. 5.25–5.30 dokumentiert. Dabei wird aus Gründen der Übersichtlichkeit auf die Wiedergabe von Ausschnitten der Gesamtgraphiken zurückgegriffen, die Wertebereichskalen der Reflektivität $\mathcal{Z}$ entsprechen aber denen der eingehend erläuterten Darstellungen aus Anhang A, die Konturierung der Orographie erfolgt von der gepunkteten 100 m ü. NN Isohypse bis 500 m Geländehöhe in 100 m Intervallen, darüber alle 250 m.

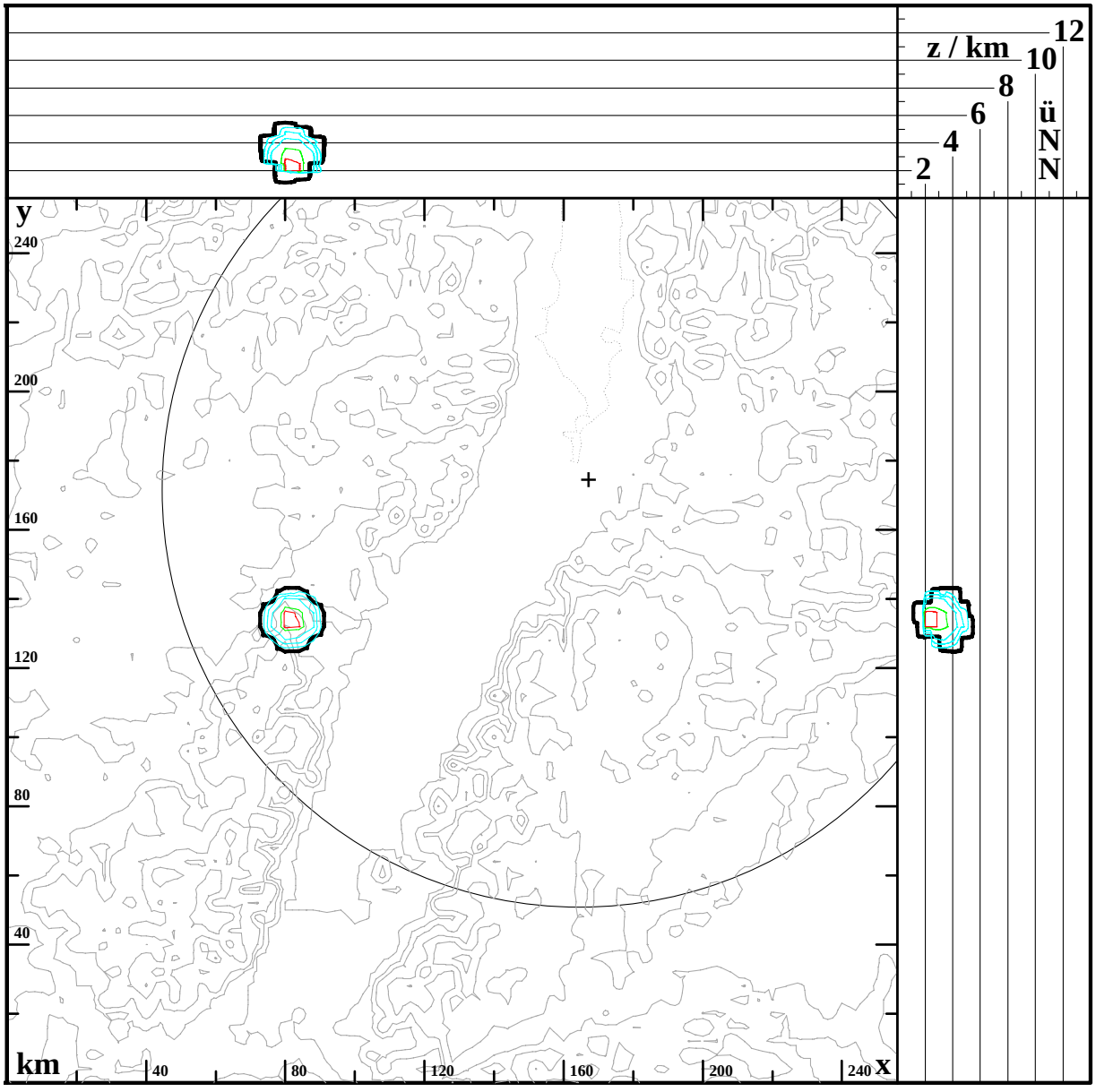

Abbildung 5.25: MAX_CAPPI–$\mathcal{Z}$ 20 min nach Modellstart. Man erkennt die Topographie der Oberrheinregion, den 120 km–Gesichtskreis des Karlsruher C–Band Doppler Radars, sowie anhand des dick eingezeichneten Wolkenumrisses eine junge Schauerzelle im Nordelsaß, in der sich bereits Regen gebildet hat (dünne Isolinien).

Neben der allgemeinen Bewölkungsentwicklung wurde der Lebenszyklus einer einzelnen Schauerzelle studiert, wie sie an Tagen mit tiefer Konvektion oft zu beobachten ist. Hierfür wurde im Bereich des

Nordelsaß eine blasenförmige Masse feucht–warmer Luft mit Zentrum in 1500 m über dem Erdboden vorgegeben. Die Simulation wurde zum Zeitpunkt 12:00 Ortszeit auf dem 256×256 km^2 großen Gebiet gestartet. Das 65^3–Gitter wies dabei vertikal Maschenweiten von 10 m am Boden bis etwa 400 m am Modelloberrand auf, horizontal wie erwähnt 4 km.

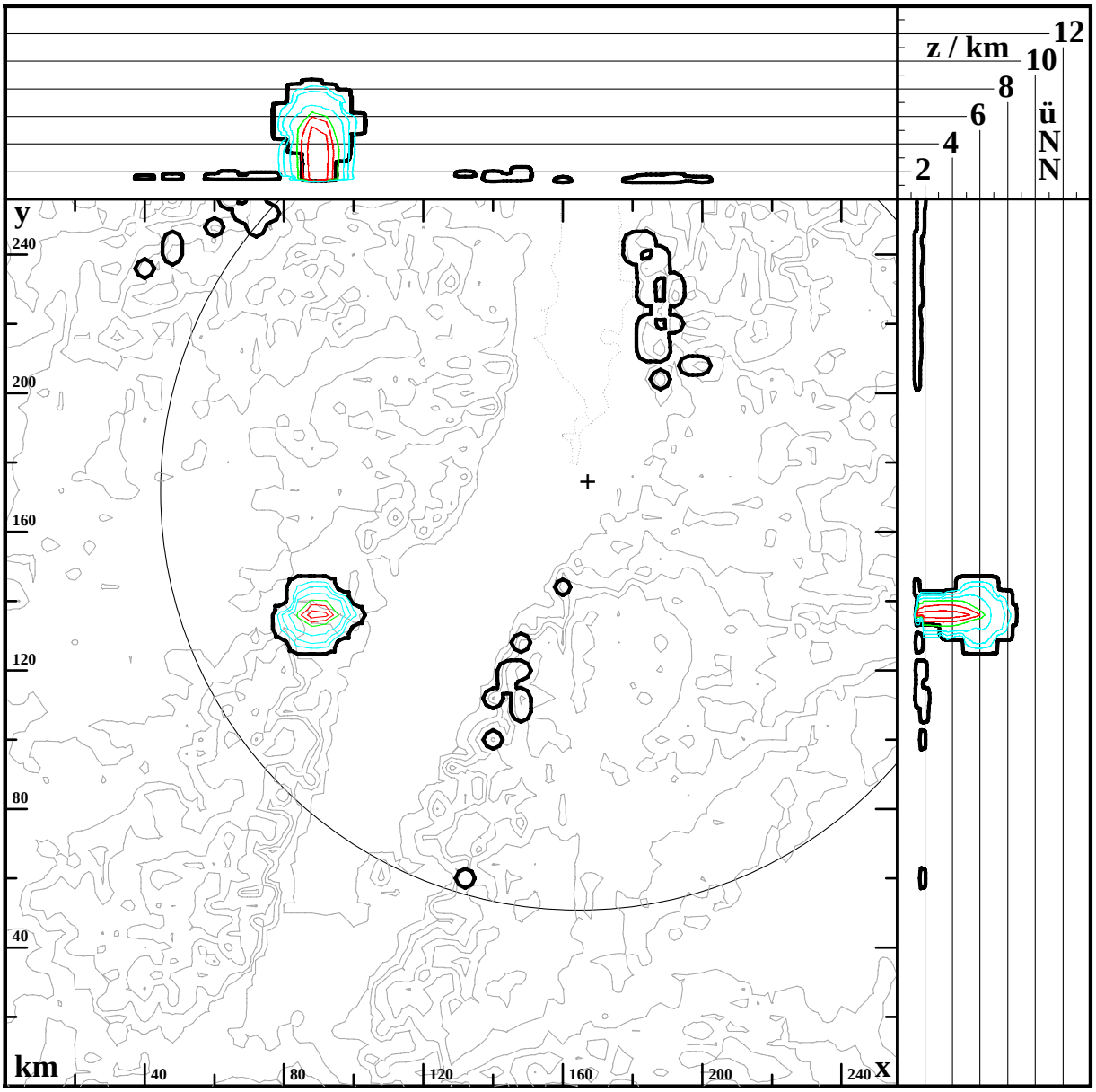

Abbildung 5.26: Nach 40 min befindet sich der Niederschlag immer noch oberhalb der Wolkenbasis. Daneben sind auch orographisch induzierte Wolken über den Gipfelregionen einiger Mittelgebirge sichtbar.

Die Abb. 5.25 zeigt die MAX_CAPPI–$\mathcal{Z}$ nach $t = 20$ min simulierter Zeit, entsprechend 12:20 OZ. Aus der anfänglichen Θ_e–Anomalie über dem Nordelsaß hat sich eine intensive kleine Schauerzelle gebildet, die mit der vorgegebenen Westsüdwest–Strömung in die Zaberner Senke hineinzieht. Als Vergleichsmaß wurde noch der 120 km–Gesichtskreis des C–Band Doppler Radars im Forschungszentrum Karlsruhe (+) mit dargestellt. Die Schauerzelle, von der neben der Gesamtreflektivität $\mathcal{Z}$ aller Hydrometeore auch der Wolkenumriß als dicke Linie bei $\mathcal{Z}_c + \mathcal{Z}_i = -80$ dB$\mathcal{Z}$ eingezeichnet ist, zieht eine Bahn, die anhand eines Vergleichs mit Radardaten als typisch beschrieben werden kann: im Bereich der Nordvogesen sind diese Bahnen nämlich in ostnordöstlicher Richtung orientiert, beim Eintritt in das Rheintal schwenken

die Zellen häufig auf rein östliche Zugrichtung, trotz der im Rheingraben stärker ausgeprägten Südkomponente der Strömung. Diese rechtsziehenden Zellen deuten auf die im Abschnitt 5.3 besprochene, in Superzellengewittern vorhandene mesozyklonale Rotation innerhalb der Wolke hin.

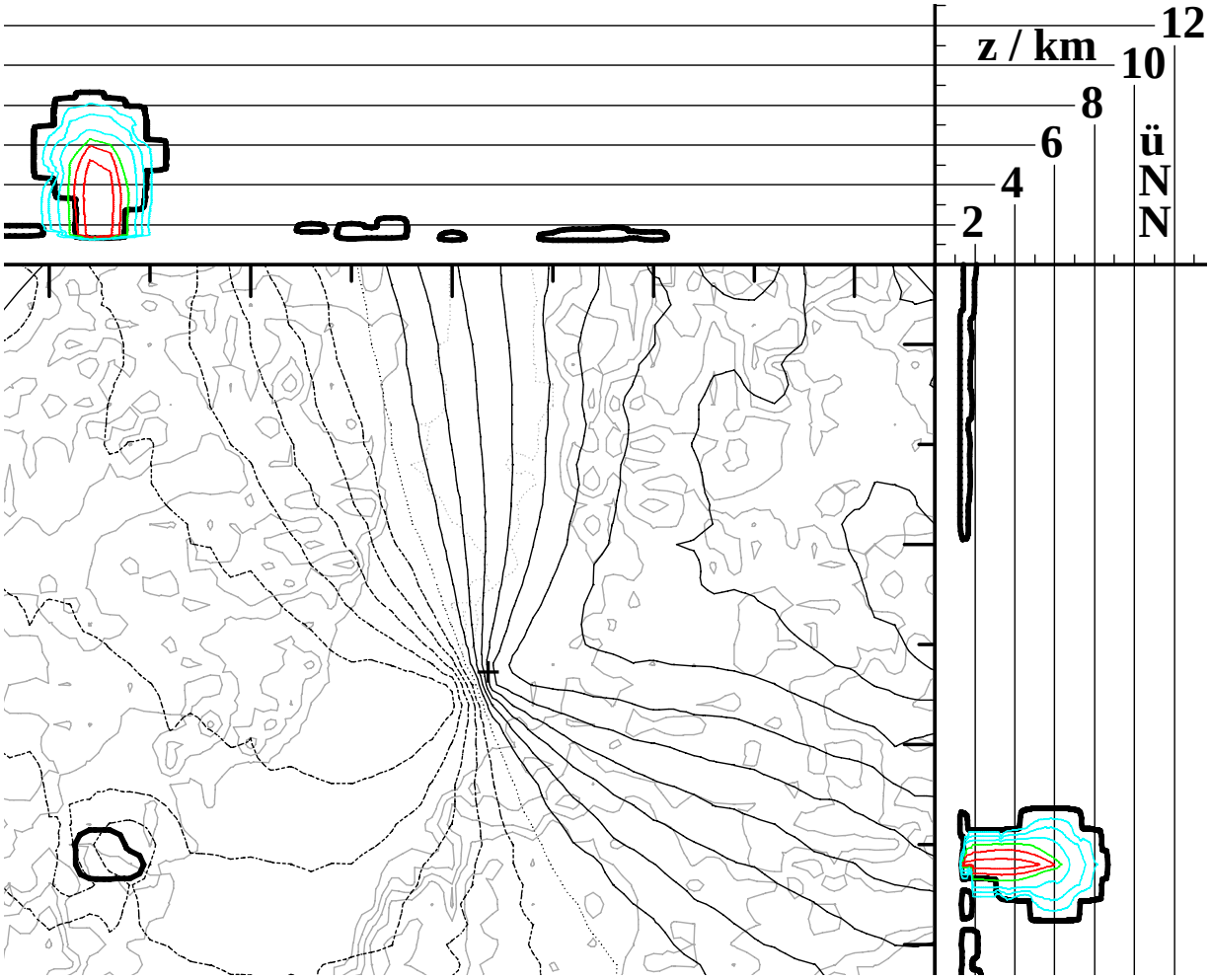

Abbildung 5.27: Die CAPPI–v Darstellung in 3 km ü. NN nach 40 min zeigt im Bereich des Schauers eine Konvergenzsignatur. Der Isotachenabstand beträgt 3 m s^{-1}, die Null–Isotache ist punktiert. Positive Werte von v_r sind mit durchgezogenen Linien im Nordosten des Radars dargestellt.

Auffällig an der Schauerzelle in Abb. 5.25 ist die schon beachtliche Wolkenobergrenze von ca. 5 km ü. NN. Das Reflektivitätsmaximum liegt mit mehr als 45 dB$\mathcal{Z}$ in gut 2 km Höhe, knapp über der 0 °C–Grenze. Im Kern des Aufwinds liegt die Wolkenbasis mit 1.5 km ü. NN am tiefsten, da dort die bodennahe feucht–warme Luft nahezu unvermischt auf das Kondensationsniveau gehoben wird. Die weiter außen liegenden Bereiche des Aufwindes sind schon stärker vom turbulenten Einmischen, dem schon besprochenen *entrainment* von Umgebungsluft beeinflußt und zeitigen daher eine höhere Wolkenbasis. Auch mit der hier gewählten horizontalen Maschenweite von 4 km können somit noch die wesentlichsten *entrainment* Prozesse simuliert werden. Von der jungen Zelle abgesehen haben sich noch keine weiteren Wolken gebildet.

Die Abb. 5.26 zeigt die Situation um 12:40 OZ. Der Schauer hat jetzt ein Stadium erreicht, in dem bereits hohe Reflektivitäten in der Wolke vorhanden sind. Der Wolkenaufwind ist aber noch so stark, daß der Niederschlag noch nicht aus der Wolke ausfallen kann, lediglich an den Wolkenrändern sieht man in den Seitenrissen der MAX_CAPPI Darstellung, daß neben dem Aufwindkern schon schwächerer Mischniederschlag aus den höheren Regionen der rapide gewachsenen Wolke fällt. Im Aufwindkern finden sich

Reflektivitäten von fast 55 dB$\mathcal{Z}$ bis in eine Höhe von 4.5 km. Die Wolkenobergrenze liegt jetzt schon bei gut 8 km. Zusätzlich sieht man anhand der dicken -80 dB$\mathcal{Z}$–Isoplethe die Umrisse flacher Cumuli über den Mittelgebirgen, die sich zunächst auf die Gipfelregionen von Nordschwarzwald, Odenwald und Hunsrück konzentrieren. Dies ist im Einklang mit Beobachtungen (Banta, 1990) über bergigem Gelände und dem im Abschnitt 2.1 geschilderten Tagesgang der Konvektion im Mittelgebirgsraum.

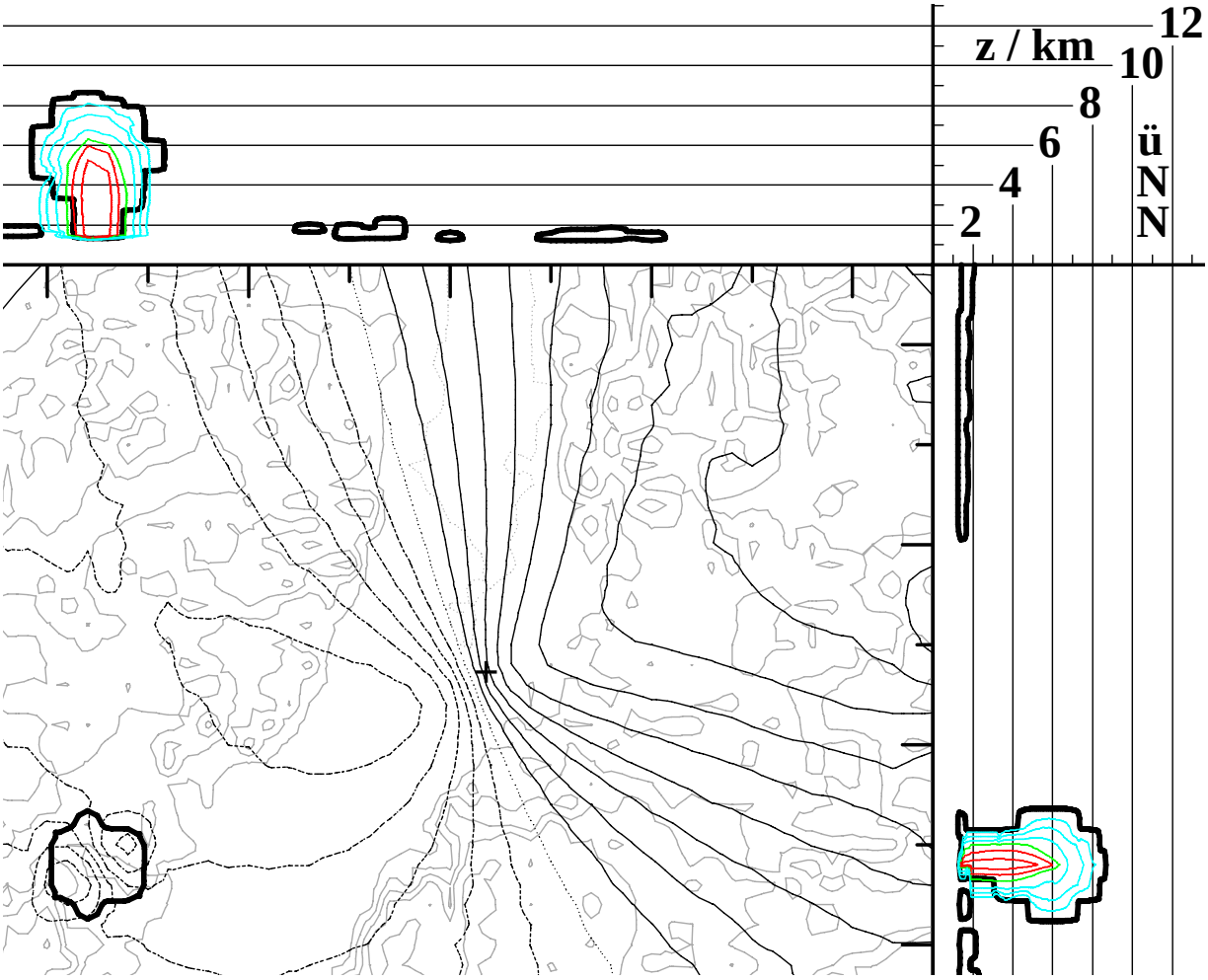

Abbildung 5.28: Wie Abb. 5.27 für 7 km ü. NN, wo man in der Schauerzelle ein Divergenzmuster findet.

Weil zu dem in Abb. 5.26 dargestellten Zeitpunkt der Schauerentwicklung der Aufwind offenbar ungefähr sein Maximum erreicht hat, lohnt es sich, in den zugehörigen CAPPI–v Bildern nach typischen Signaturen solcher Zellen zu suchen, wie z. B. in der Untersuchung von Hannesen et al. (1998). Dies wird in der Abb. 5.27 für einen Schnitt durch die untere Wolkenhälfte bei $z = 3.0$ km ü. NN und in Abb. 5.28 durch die obere Wolkenregion bei $z = 7.0$ km aufgezeigt. Die Isotachen der Radialgeschwindigkeit v_r sind hier im Abstand von 3 m s^{-1} gezeichnet, wobei die durchgezogenen Linien im Nordosten des Radars positive Werte markieren.

Betrachtet man zunächst die radiale Doppler Geschwindigkeit v_r im Niveau 3 km, dann erkennt man im Bereich des miteingezeichneten dicken -80 dB$\mathcal{Z}$–Wolkenumrisses auf der horizontalen Schnittebene eine Anomalie von etwa $\Delta v_r \simeq \pm 6$ m s^{-1}, kenntlich anhand der ungefähr kreisförmig durch den Wolkenrand verlaufenden Isotachen. Dabei findet man auf der zum Radarstandort hingewandten Seite der Zelle einen verminderten Betrag der entsprechend der Westsüdwest–Strömung zum Radar hin weisenden, negativen Werte von v_r, auf der vom Radar abgewandten Seite jedoch einen erhöhten Betrag von v_r. Die Maxima dieser Konvergenzsignatur liegen fast genau auf einem gemeinsamen Radial (Isogone,

Linie gleichen Azimuts). Das deutet darauf hin, daß sich in der Wolke keine nennenswerte Rotationszone befindet. Wie im Anhang A gezeigt (vgl. Abb. A.2), führt eine Rotation nämlich zu einem seitlichen Versatz der beiden „Pole“ einer Konvergenz- oder Divergenzsignatur, weil die Vergenzen noch von der v_r–Komponente der Rotation überlagert werden.

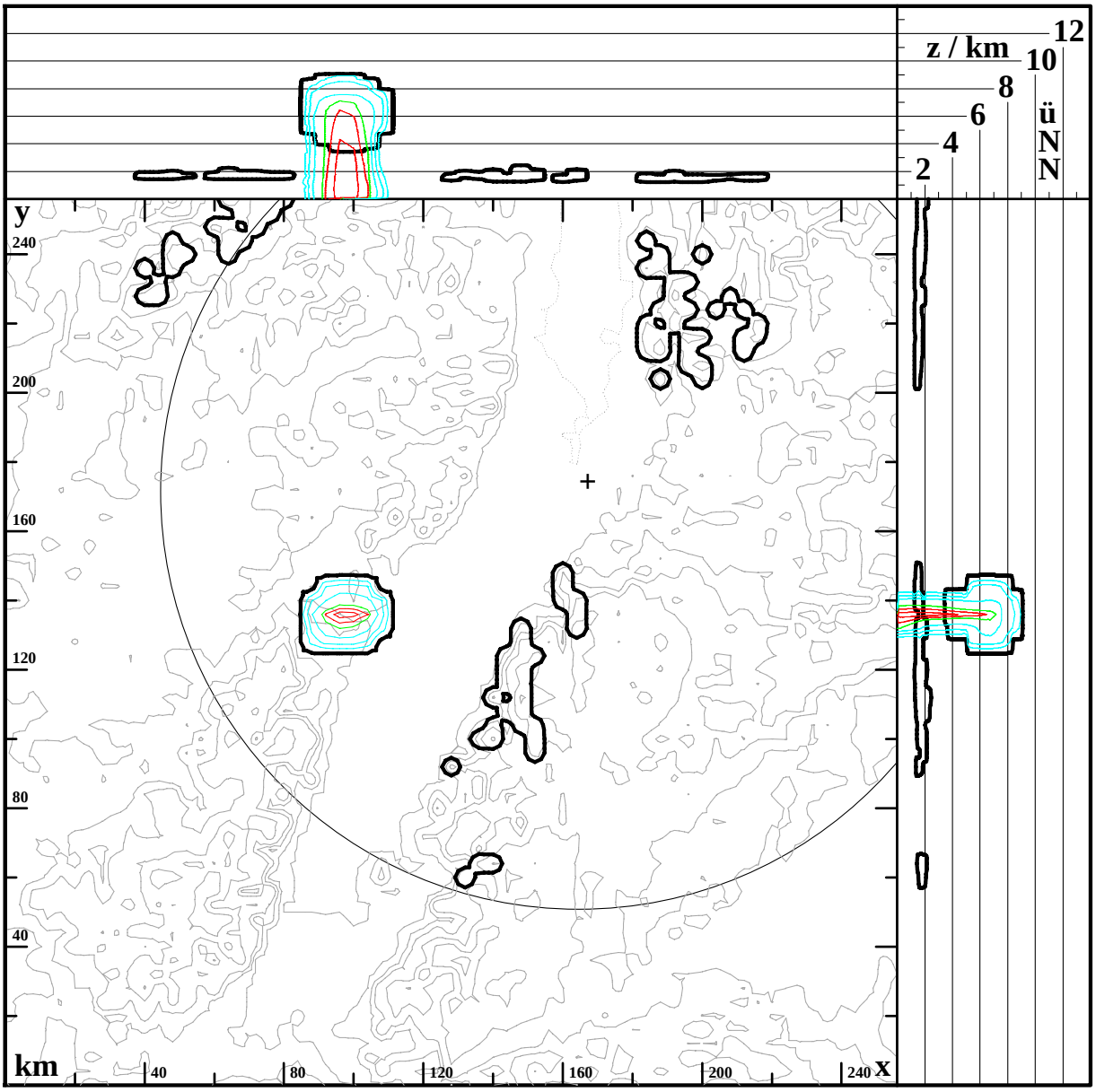

Abbildung 5.29: Nach 50 min erreicht der Schauer seine größte Intensität von über 50 dB$\mathcal{Z}$ (vgl. die Skala in Anhang A). Die orogenen Wolken über den Gipfelregionen der Mittelgebirge haben sich intensiviert.

Wohl aber ist die deutliche Konvergenzsignatur ein Indiz für einen starken Aufwind innerhalb der Wolke, der von den seitlich herbeiströmenden bodennahen Luftmassen gespeist wird. Findet man im oberen Teil der Wolke noch eine entsprechende Divergenzsignatur, also Indizien für ein horizontales Ausströmen aus der Wolke, dann liefert das den Beweis für die schon geäußerte Behauptung, der Aufwind sei etwa zu diesem Zeitpunkt in seinem Reifestadium. Denn in diesem Falle bestünde keinerlei relevante Fluß–Asymmetrie im Aufwindbereich der Zelle, wie man sie im Anfangs- und vor allem Auflösungsstadium der Cb–Entwicklung normalerweise findet, bei dem in geringen Höhen kaum noch Konvergenz, weiter oben aber noch starke Divergenz vorliegt.

Die Abb. 5.28 liefert diesen Beweis tatsächlich. In 7 km Höhe ist ein sehr deutliches Divergenzmuster zu finden mit etwa $\Delta v_r \simeq \pm 8\ \mathrm{m\,s^{-1}}$ bezüglich der radialen Windkomponente. Radarseitig findet man ein verstärktes Hinströmen zum Radar, radarfern ein Wegströmen. Hier sind die beiden lokalen Maxima der Signatur leicht gegeneinander versetzt: das Extremum auf der zum Radar gewandten Seite liegt etwas nach Norden, das dem Radar abgewandte Extremum ein wenig nach Süden versetzt. Es ist in diesem Niveau also eine schwache Rotation dem System überlagert, die jedoch keine echte Relevanz für die interne Organisation der Zelle hat. Zudem ist sie antizyklonal, was an dem Ort der Zelle eher durch die größräumige antizyklonale Umströmung der Vogesen zustande kommt als durch dynamische Prozesse innerhalb der Wolke. Das geringfügige Übergewicht der Höhendivergenz gegenüber der Konvergenz in 3 km ü. NN ist zum einen ein Effekt der Erhaltung von $\rho\boldsymbol{v}$ statt nur $\boldsymbol{v}$ — bei verringerter Luftdichte muß eine größere Strömungsgeschwindigkeit die Massenbilanz sicherstellen, zum anderen deutet das an, daß der Aufwindkern sein Maximum noch nicht ganz erreicht zu haben scheint, denn eine Abschätzung liefert aus den Annahmen $\rho\boldsymbol{v} \approx$ const., $w_{7\,\mathrm{km}} - w_{3\,\mathrm{km}} \approx 0$

$$\boldsymbol{v}_{h,7\,\mathrm{km}} \approx \frac{\rho_{7\,\mathrm{km}}}{\rho_{3\,\mathrm{km}}}\,\boldsymbol{v}_{h,3\,\mathrm{km}} \simeq \pm\frac{0.9}{0.6}\ 6\ \mathrm{m\,s^{-1}} \simeq \pm 9\ \mathrm{m\,s^{-1}} \quad .$$

Der Vergleich mit den der Graphik 5.28 entnommenen $\Delta v_r \simeq \pm 8\ \mathrm{m\,s^{-1}}$ in der Divergenzsignatur zeigt, daß der Massenfluß in das Gewitter hinein im unteren Teil der Wolke noch etwas größer ist als derjenige aus dem oberen Bereich der Wolke hinaus. Allerdings ist die durchgeführte Abschätzung nicht genau genug, um hier Prozentzahlen der Fluß–Asymmetrie angeben zu können. Mit Sicherheit ist der Wolkenaufwind aber bei $t = 40$ min nicht weit von seinem Maximum entfernt.

In den beiden CAPPI–v Darstellungen 5.27 und 5.28 ist sehr gut zu erkennen, daß die Konvergenz- und Divergenzsignaturen auch außerhalb der eigentlichen Wolke nachweisbar sind. Dies wäre mit einem C–Band Doppler Radar, das die Anwesenheit von Niederschlags- oder zumindest größerer Wolkenpartikeln zur Messung benötigt, gar nicht zu erkennen. Dieser Umstand machte auch die Erkennung mesozyklonaler Wirbelsignaturen für Hannesen et al. (1998) zu einem schwierigen Unterfangen. Gleichzeitig unterstreicht die Beobachtung der Signaturen im Modell, daß sich eine Wolke als Ganzes nicht nur durch eine bloße Ansammlung von Hydrometeoren begreifen läßt, sondern daß die sie erzeugende Konvektion ganz wesentlich durch den Wolkenrand hindurchgreift.

Die Abb. 5.29 zeigt als MAX_CAPPI die Situation um 12:50 OZ. Der Schauer hat nun seine stärkste Intensität erreicht und regnet sich mit Reflektivitäten über 50 dB$\mathcal{Z}$ in einem breiten Schaft aus. Stärkere Reflektivitäten über 30 dB$\mathcal{Z}$ reichen bis in Höhen von knapp 8 km hinauf. Die Wolkenobergrenze liegt bei 9 km. Zusätzlich sieht man wieder die Umrisse flacher Cumuli über den Mittelgebirgen, die sich im Vergleich mit Abb. 5.26 weiterentwickelt und verbreitert haben. Nach wie vor sind hierbei Gipfelregionen und zum Wind hin offene Talausgänge wegen ihrer Düsenwirkung bevorzugt. Über den Vogesen, dem Südschwarzwald und dem Pfälzer Bergland findet man noch keinerlei Bewölkung, weil hier die geringere Hangneigung im Luv eine schwächere Hebung induziert.

Nach einer weiteren halben Stunde, um 13:20 OZ, hat sich diese flache Bewölkung über dem Bergland noch weiter ausgedehnt und zu größeren Feldern zusammengeschlossen. Die Wolkenobergrenzen sind im Schwarzwald bis auf 3 km ü. NN angewachsen. Nun sind nicht mehr ausschließlich die Gipfelregionen oder die Luvseiten der Geländeerhebungen bevorzugt. Stattdessen breiten sich die Cumuli auch im Kraichgau und in der Region Pforzheim aus. Neben der Feldbergregion im Südschwarzwald regen jetzt nach Auflösung des Gewitterschauers auch die Hochlagen der Süd- und Nordvogesen die Bildung von Cumuli an, so daß nur der Pfälzer Wald mit den gut 650 m hohen Bergen der Haardt wolkenfrei bleibt.

Von der Schauerzelle ist zu diesem Zeitpunkt nur noch ein kleiner vereister Rest in etwa 5 km Höhe am Ostrand des Rheingrabens bei $\boldsymbol{r} = (x, y) = (130, 110)$ km vorhanden. Die maximalen Reflektivitäten

erreichen nur noch gut -10 dB$\mathcal{Z}$. Die Zugrichtung der Zelle war im Rheingraben tatsächlich rechts von der generellen Windrichtung, aber es wurden wie schon diskutiert keine klaren Hinweise auf eine Rotation in der Wolke in Form einer als Wirbelsignatur gemäß Abb. A.2 erkennbaren Mesozyklone gefunden.

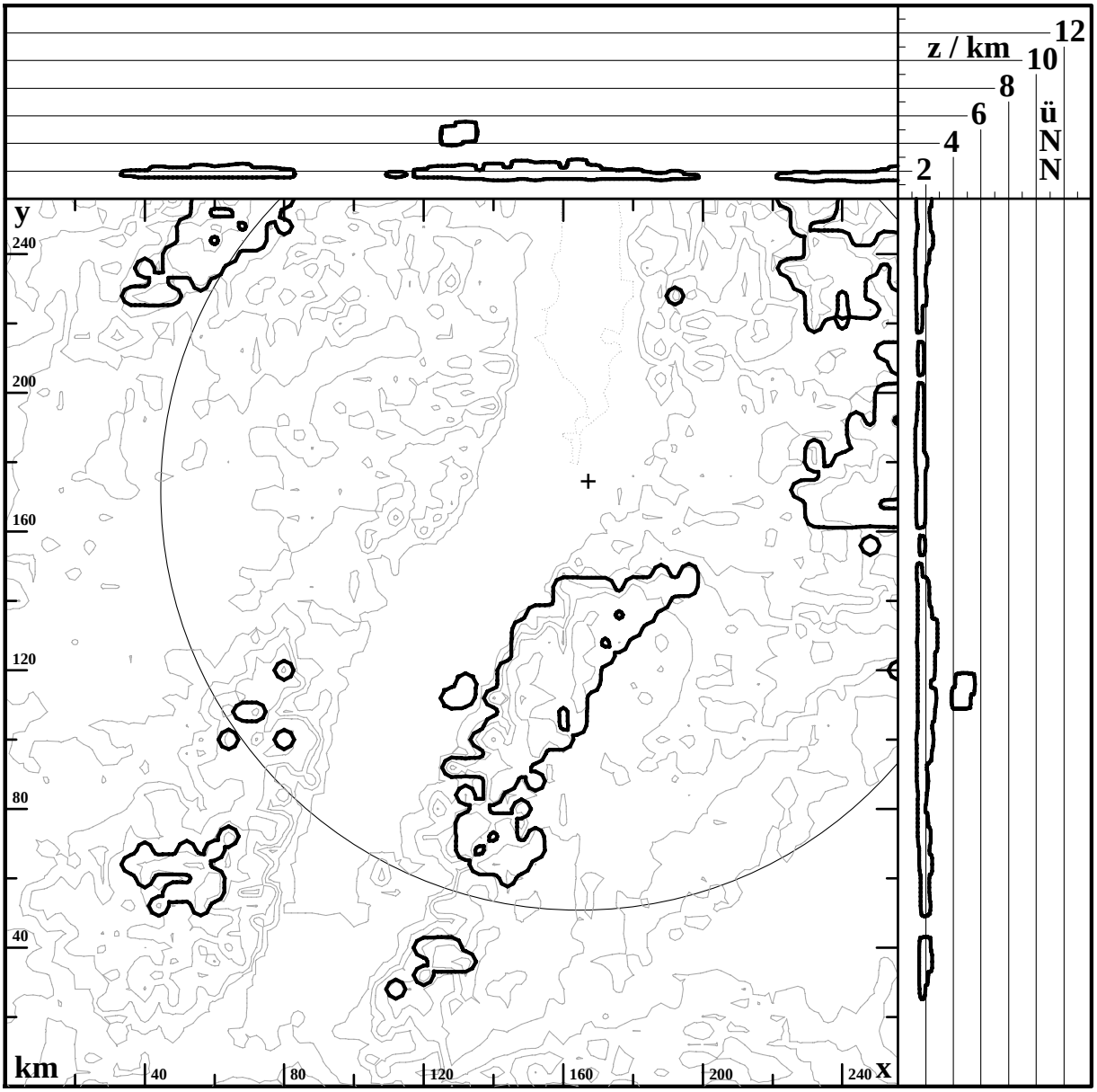

Abbildung 5.30: Nach 80 min ist vom Schauer nur noch ein kleiner Amboß in etwa 5 km Höhe vorhanden. Die orographischen Wolken sind zwar bis 3 km ü. NN angewachsen, sie bilden aber keinen Niederschlag.

Die durch eine Θ_e–Anomalie angeregte Schauerzelle hat sich in ihrer räumlichen und zeitlichen Entwicklung sehr ähnlich wie die in den Abschnitten 5.1.3 und 5.1.4 besprochenen, feiner aufgelösten Cb–Wolken verhalten, einschließlich des *entrainments.* Dies deutet darauf hin, daß die hier gewählte räumliche Auflösung von 4 km noch ausreichend ist, die Wolkendynamik auch ohne gesonderte Parametrisierung der subskaligen niederschlagsbildenden Prozesse zu erfassen. Das KAMM–Modell erzeugt einen ganz erheblichen skaligen Niederschlag bei diesem 50–55 dB$\mathcal{Z}$–Schauer. Eine durch den Niederschlag verursachte Böenfront am Boden zeigt das Modell jedoch nicht, ein solches Phänomen wird aber auch nur unter ganz spezifischen Atmosphärenbedingungen beobachtet (Houze, 1993) und ist von der zugrunde liegenden synoptischen Situation des 9. Septembers 1995 nicht bekannt geworden.

Andererseits mußte die anfängliche Θ_e–Singularität um mehrere Kelvin stärker als in den Simulationen mit $\Delta = 1$ km spezifiziert werden, um die gezeigten, den Ergebnissen der Abschnitte 5.1.3 und 5.1.4 ähnelnden Resultate zu erzielen. Zudem haben sich trotz der als konvektiv vorgegebenen Wettersituation die Cumuli über den Bergregionen nicht zu Niederschlagswolken entwickelt. Das belegt, daß sich das KAMM–Modell bei dieser vergröberten räumlichen Auflösung in der Horizontalen wesentlich träger verhält, was das Anwachsen der Wolken bis zu einem Stadium mit Regenbildung angeht und deckt sich mit den Ergebnissen von Kuo et al. (1997), Weisman et al. (1997) und Haase (1998), die dieses trägere Verhalten bei Wolkensimulationen im Maschenweitenbereich von 2 bis etwa 5 km ebenfalls beobachteten.

Zur endgültigen Klärung der Frage, ob das KAMM–Modell eine separate Parametrisierung der subskaligen Niederschlagsprozesse benötigt oder nicht, sollten in Zukunft weitere Fallstudien durchgeführt werden, die für das gleiche Gebiet wie in der vorgestellten Rechnung die reale Landnutzung verwenden, welche jetzt für die Region aus der Abb. 5.24 vorliegt. Auch die atmosphärische Stabilität und der Feuchtegehalt sowie die räumliche Auflösung sollten im Bereich $\Delta = 1$–3 km variiert werden. Erst dann kann zu diesem Fragenkreis ein fundiertes Urteil abgegeben werden. Die räumliche Verteilung der Wolkenbildung allgemein wird aber offenbar vom KAMM–Modell gut erfaßt.

5.2.2 Berücksichtigung von Radardaten

Wenn man, ausgehend von dem bezüglich Niederschlagsbildung trägeren Verhalten des Modells, die gefundenen Wolkenbildungsgebiete als potentielle Akkumulationszentren von Niederschlägen bei der ausgewählten Westsüdwest–Lage betrachtet, dann kann dennoch ein Vergleich mit den klimatologischen Daten des C–Band Doppler Radars am Institut für Meteorologie und Klimaforschung aus den Arbeiten von Gysi (1998) und Hannesen (1998) sinnvoll durchgeführt werden. Es zeigt sich dabei, daß der eine exemplarische Fall mit westsüdwestlicher Anströmung, der mit dem KAMM–Modell gerechnet wurde, bereits sehr viele Übereinstimmungen mit den Radarbeobachtungen zeigt.

Für den Vergleich lassen sich am besten die beiden Veröffentlichungen von Gysi (1998, Abbn. 7, 8 und 11) sowie Hannesen (1998, S. 66) verwenden. Sie zeigen für Anströmrichtungen von Südwest bis Nordwest die akkumulierten Regenmengen. Zusätzlich fügt Hannesen (1998) als Referenz noch die Auswertungen der Bodenmeßdaten der LfU aus Baden–Württemberg und Rheinland–Pfalz sowie der Niederschlagsmeßstationen des DWD bei. Für in Frankreich liegende Gebiete im Bereich der Nordvogesen liegen aber in seiner Arbeit keine Daten vor.

Die Radardaten decken bei diesen Windrichtungen vor allem die Nordvogesen, den Odenwald, den Nordschwarzwald und teilweise den Pfälzer Wald als bevorzugte Niederschlagsregionen auf. Im Gegensatz zum C–Band Doppler Radar des Instituts, das im Gebiet des Schwarzwalds die von Hannesen (1998) diskutierten Schwierigkeiten der (teilweisen) Strahlabschattung bei der quantitativen Niederschlagsbestimmung hat, hebt das Bodenmeßnetz demgegenüber besonders den Schwarzwald mit deutlich mehr als 700 mm Niederschlag bei westsüdwestlichen Anströmungen im Zeitraum von 1996 bis April 1998 hervor. Auch der Odenwald, die hügelige Region um Pirmasens und ein breiterer Streifen zwischen Nordschwarzwald und Odenwald im Bereich des Kraichgaus sind noch vom Niederschlag bevorzugte Gebiete. Trockenere Regionen findet man dagegen im Lee der orographischen Strukturen, d. h. nordöstlich vom Pfälzer Wald, der Schwäbischen Alb und dem Schwarzwald.

Das KAMM–Modell zeigt schon bei dieser hier vorgestellten einzelnen Simulation einer Westsüdwest–Lage eine gute Übereinstimmung mit den klimatologischen Meßwerten bezüglich der Orte mit verstärkter Konvektion und Wolkenbildung. Der Schwarzwald und die Vogesen, sowie Odenwald und Hunsrück sind

die Regionen mit Konvektion im Modell. Auffällig ist, daß z. B. die Wolkenbildung im Schwarzwald nicht nur auf die Luvhänge oder den Hauptkamm beschränkt, sondern auch weiter im Lee vorhanden ist. Das ist besonders gut im Einklang mit den Daten des Bodenmeßnetzes. Überhaupt ist bei dieser einen Simulation die räumliche Übereinstimmung der Wolkenverteilung im Modell mit den LfU- und DWD–Daten etwas besser als die mit den Radarbeobachtungen. Weil in dieser ersten Modellierung aber nur orogene Wolken und kein Niederschlag simuliert werden konnten, ist eine detailliertere Aussage erst nach weiteren Simulationen möglich. Dazu kann auch das neue kompressible Modell KAMM2 beitragen, in das das komplette Wolkenmodul zum Ende dieser Doktorarbeit ebenfalls eingefügt wurde.

Bei solchen Simulationen sollte nicht nur die reale Landnutzungsverteilung der Oberrheinregion berücksichtigt werden, die für die hier gezeigten KAMM–Modellergebnisse noch nicht zur Verfügung stand. Auch die Kartierung der unterschiedlichen Bodenarten und eine zu der simulierten Wetterlage passende Anfangsverteilung der Bodenfeuchte können dazu beitragen, die Modellierung besser in Einklang mit den Radarbeobachtungen eines konkreten Falles zu bringen. Die hydrologische Information der räumlichen Struktur der Bodenfeuchte könnte hier z. B. aus den mit dem C–Band Doppler Radar des Instituts gewonnenen Niederschlagssummen der letzten 24 bis 48 h vor Beginn einer zu simulierenden Wetterperiode abgeleitet werden. Das KAMM–Modell wird dann durch sein detailliertes Boden–Vegetationsmodell den Wärme- und Feuchteeintrag vom Erdboden in die atmosphärische Grenzschicht hinein berücksichtigen.

Sowohl bei der Berechnung von besonders interessanten Einzelwetterlagen als auch bei der Simulation einer aus klimatologischen Mittelwerten erzeugten typischen synoptischen Situation kann es vorteilhaft sein, zusätzlich zur Feuchte–Initialisierung in Boden und Vegetationsschicht auch bei der Initialisierung des Feuchte- und Hydrometeorgehaltes der Atmosphäre auf Radardaten zurückzugreifen. Ein solches Verfahren wurde von Haase (1998) für das Lokalmodell des DWD in Angriff genommen. Ziel eines solchen Verfahrens ist es, aus vom Radar gemessenen Werten der Reflektivität $\mathcal{Z}$ möglichst genau auf die dreidimensionalen Felder der Hydrometeore zu schließen. Es handelt sich dabei um eines der typischen Inversionsprobleme der Fernerkundung. Wie im Anhang A bei der Diskussion synthetischer Radarbilder angemerkt, stellt diese Inversion der Reflektivitätsdaten ein sehr komplexes physikalisches Problem dar, weil dabei sämtliche Prozesse, die den Radarstrahl auf seinem Weg durch die Atmosphäre beeinflussen können, mitberücksichtigt werden müssen.

Um die KAMM–Simulationen schneller in Einklang mit einer beobachteten (mittleren) Wetterlage zu bringen, reicht aber möglicherweise schon eine recht einfache Inversion der Radardaten aus. Weil ein C–Band Radar mit $\lambda \simeq 5$ cm Wellenlänge nur Niederschlagsteilchen und allenfalls größere Wolkeneiskristalle nachweisen kann, bleibt die Bewölkungsverteilung zunächst im dunkeln. Aber unter folgenden Annahmen ließe sich ein einfacher Algorithmus zur Initialisierung der Hydrometeorfelder in der Atmosphäre gewinnen:

- alle Niederschlagsechos werden als Echos von Wassertropfen aufgefaßt, die z. B. mit Gl. (B.15) oder der beim C–Band Radar des Instituts schon implementierten Beziehung (B.13) von $\mathcal{Z}$ nach $\rho\, q_r$ umgewandelt werden können,
- oberhalb von 1.5 bis 2 km Höhe wird angenommen, daß Punkte mit Niederschlag auch Punkte mit Wolken seien. Bei Annahme reiner Wasserwolken kann dann passend zum Wolkenmodul ein Wert für q_c vorgegeben werden, der genau an der Schwelle zur Regenbildung innerhalb der Autokonversionsparametrisierung liegt. Die spezifische Feuchte sollte im Wolkenraum genau der Sättigungsfeuchte entsprechen.

Die Simulation wäre mit realitätsnahen Werten der Bodenfeuchte zu starten und einige Stunden zu integrieren, damit sich die Anfangsprofile von Wind und Feuchte an die Topographie anpassen können. Zu

Beginn der eigentlichen Simulationsperiode gibt man dann die aus der Inversion gewonnen Hydrometeorverteilungen vor. Diese wirken über den Auftriebsterm und das Wolkenmodell auch auf das Strömungs- und Temperaturfeld zurück. Selbst wenn sich diese Initialwolken zunächst auflösen, bringen sie dennoch die Konvektion an den Orten in Gang, wo sie vom Radar beobachtet wurde und helfen dem KAMM–Modell, sich effektiver dem realen atmosphärischen Zustand zu nähren.

5.3 Schwere Unwetter in der Oberrheinregion

In der vorliegenden Arbeit wurde das allgemeine Verhalten konvektiver hochreichender Wolken analysiert. Die verschiedenen Typen solcher Niederschlagssysteme wurden schon von Hannesen (1998) beleuchtet. Von besonderem Interesse sind aufgrund ihres Schadenpotentials sehr schwere, langlebige Einzelgewitter, die mit Hagelschlag und im Extremfall auch Tornados verknüpft sein können. Bei diesen schweren lokalen Stürmen handelt es sich zumeist um Superzellengewitter, deren Entstehungsprozesse zusätzlich zu den von Hannesen (1998) gegebenen Ausführungen an dieser Stelle genauer besprochen werden sollen.

Auf diesen Gewittertyp und sein Vorkommen in der Oberrheinregion machen z. B. Haase–Straub et al. (1994) sowie Linder und Schmid (1996) aufmerksam. Eine Meldung der britischen Organisation TORRO [3] von zwei möglichen Tornados in dieser Region im Jahre 1995 weist ebenfalls darauf hin. Für eines der erwähnten Daten konnte tatsächlich ein Tornado nachgewiesen werden: am 9. September 1995 in Oberkirch–Nußbach. Die Analyse der zugehörigen Radardaten (Hannesen et al., 1998; Hannesen, 1998) bestätigte, daß ein Superzellen–Cb für den kurzlebigen Tornado verantwortlich war.

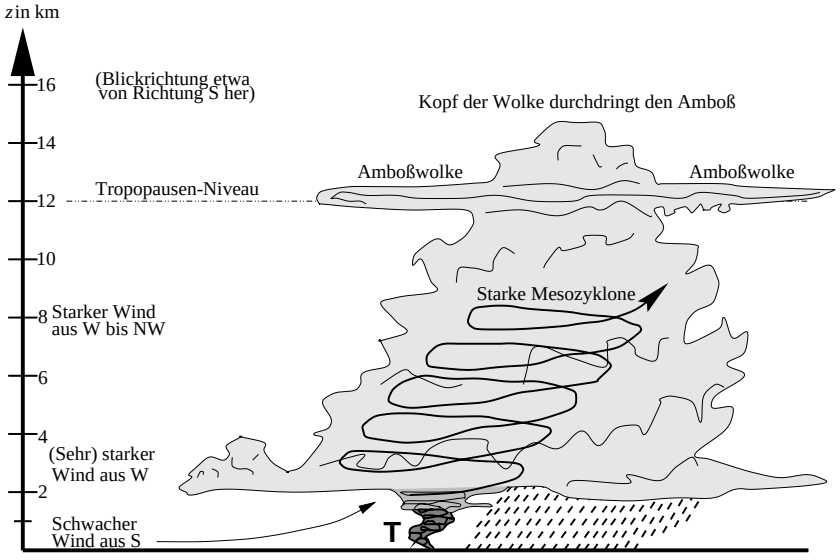

Abbildung 5.31: Schematische Seitenansicht eines voll entwickelten Superzellengewitters mit Tornado **T** bei Blickrichtung etwa aus Süden.

Als Folge dieser Untersuchung wurden eingehende Forschungen betrieben, die klären sollten, ob es in der Oberrheinregion häufiger zu Tornados kommt, ob dabei ein orographischer Einfluß erkennbar und wie groß die Wahrscheinlichkeit für Tornados im deutschsprachigen Raum ist. Diese Fragen können als geklärt angesehen werden; die Arbeit hierzu erwies sich als sehr fruchtbar. Die Modellierung mit KAMM spielte bei der Identifikation der wesentlichen Prozesse der Superzellenentstehung im mittleren Oberrheingebiet eine wichtige Rolle, auch wenn das Thema im Rahmen dieser Arbeit mit KAMM nur kursorisch behandelt werden konnte. Infolgedessen liefert dieser Abschnitt neben der Beantwortung der oben aufgeworfenen Fragen auch ein Resümee der hier wichtigen Modellresultate, die mit KAMM für den Oberrheingraben erzielt wurden.

[3] **TOR**nado and Storm **R**esearch **O**rganisation; http://www.torro.org.uk