

„Verbreitet Niederschlag“ – Niederschlagsmessung mit Radar: Ein Überblick

K. D. Beheng, J. Handwerker, IMK

Einleitung

Die Bürger sowie die Wirtschaft und die öffentliche Verwaltung haben ein großes Interesse an genauen Niederschlagsdaten. Dies wird an Extremsituationen deutlich: Überschwemmungen infolge starker Regenfälle setzen ganze Landstriche für lange Zeit unter Wasser (Oderhochwasser vom Juli 1997) und ziehen Güter und Personen stark in Mitleidenschaft, langandauernde Schneefälle beeinträchtigen den Verkehr und damit häufig die Versorgung mit Produkten aller Art. Hagelschlag vernichtet Ernten, beschädigt Gebäude sowie Fahrzeuge und kann zu ungeheuren wirtschaftlichen Schäden führen, wie es das nur Minuten dauernde Münchner Hagelunwetter vom 12. Juli 1984 mit einer geschätzten Gesamtschadenssumme von 3 Mrd. DM zeigte. Aber selbst schwache Niederschläge wie der gefürchtete Eisre-

gen können unsere mobile Gesellschaft massiv stören. Eine rechtzeitige Warnung vor solchen Ereignissen kann Menschenleben retten und materielle Schäden vermeiden helfen.

Niederschlag hat im Vergleich zu vielen anderen meteorologischen Größen eine besondere Eigenschaft: Er tritt als Regen, Schnee oder Hagel auf und ist sehr stark variabel, was seine räumliche Ausdehnung (lokal, großflächig), seine zeitliche Dauer (kurzzeitig, langandauernd) und seine Intensität (schwach, stark) angeht. Daher ist eine verlässliche experimentelle Methode vonnöten, um solche Charakteristika zu erkennen und unter Umständen vorherzusagen. Eine solche Methode stellt das Fernerkundungsverfahren mittels Radar dar. Ursprünglich während des Zweiten Weltkriegs für militärische Zwecke entwickelt und eingesetzt, wird dieses Verfahren seit

Jahren auch in der meteorologischen Forschung und Praxis eingesetzt [1]. Während in den fünfziger Jahren nur einzelne Forschungsradargeräte mit begrenzter Leistung (Reichweite) und ohne Polarisations- und Dopplereffekt zur Verfügung standen, wurde später durch die Entwicklung und Nutzung neuer Techniken die Grundlage geschaffen, verbesserte und weitere physikalische Prinzipien ausnutzende Radargeräte zu bauen. Mit solchen modernen Radarsystemen, wie es das IMK-Radar ist (Abb. 1), ist man heute in der Lage, unter anderem Prozesse und Effekte, die mit Niederschlag verbunden sind, genauer zu erfassen.

Im Vergleich zu herkömmlichen Verfahren, Niederschlag zu registrieren, nämlich dem längerfristigen Sammeln von Niederschlag in Behältern oder der kürzerfristigen Messungen mittels einer Regenwippe in sog. Ombrometern an einzelnen Bodenstationen, liefern Radargeräte Daten in sehr kurzer Abfolge, räumlich hochaufgelöst und flächendeckend. Aber wie jede indirekte Methode hat auch die Messung von Niederschlag mittels Radar ihre Schwächen, wie noch gezeigt wird.

Außer zur quantitativen Bestimmung von Niederschlag lassen sich Radardaten noch weiter auswerten. Ein Anwendungsbeispiel ist die Identifikation von Gewitterzellen und die Analyse ihrer Zugbahnen. Es können so die Entwicklung und die Lebensdauer von Gewittern bestimmt werden. Ein Fernziel solcher Untersuchungen ist auch die Vorhersage von Gewittern.

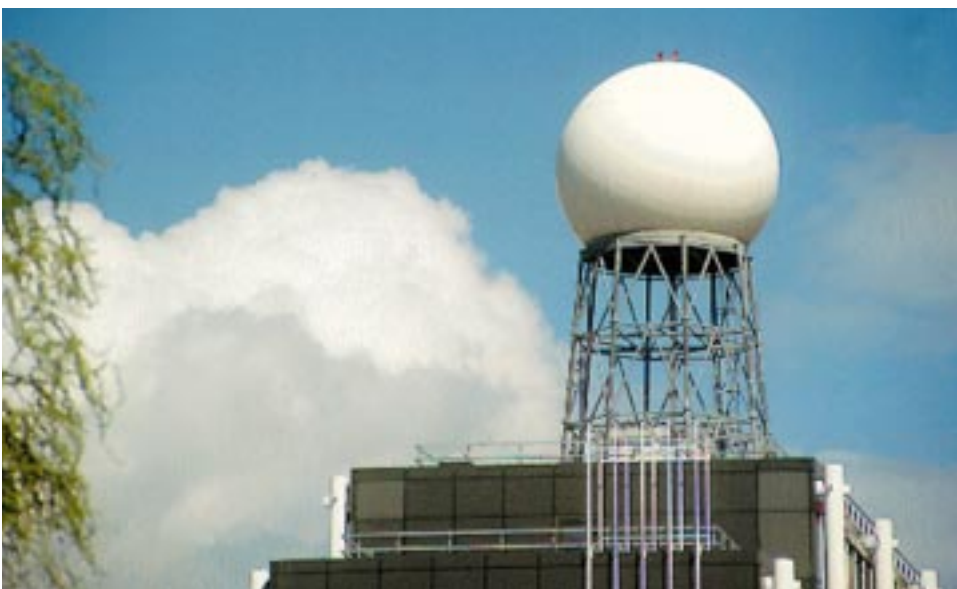


Abb. 1: Das IMK-Niederschlagsradar auf dem Dach des Institutsgebäudes. Die weiße Kuppel (Radom) schützt die Antenne vor Windlasten, Vereisung und Korrosion.

Das Radarprinzip, technische und operationelle Details des IMK-Niederschlagsradars

Das Radarprinzip besteht in dem Aussenden polarisierter und meist gepulster Mikrowellenstrahlung bei starker Richtungs Bündelung und der Auswertung der empfangenen Signale, wobei in der Regel ein und dieselbe Antenne zum Senden und Empfangen benutzt wird. Die Entfernung zu den Streuelementen, die im Fall der Niederschlagsmessung in der Regel Hydrometeore (Regentropfen, Eispartikel) sind, wird durch eine Laufzeitmessung geliefert. Wenn Radargeräte so konstruiert sind, dass sie neben der zurückgestreuten Leistung auch noch die Phasenverschiebung gegenüber dem ausgesandten Signal messen können (Doppler-Radargeräte), lässt sich daraus die radiale Geschwindigkeitskomponente der Streuer ableiten. Hochspezialisierte Radargeräte, von denen in Europa nur wenige im Einsatz sind, können auch die Änderung der Polarisation erfassen, woraus sich Schlüsse auf das Vorhandensein spezifischer Hydrometeore (abgeplattete große Regentropfen, Eiskristalle, Graupelpartikel, trocken und nasser Hagel) ziehen lassen [2].

Die Basis einer jeden Niederschlagsmessung mit Radar ist die sog. Radargleichung für ein Ensemble von Streuelementen [3], die lautet $P_r = \alpha |K|^2 P_t Z / r^2$. Sie zeigt, wie die empfangene Leistung P_r von dem Dielektrizitätsfaktor $|K|^2$, der abgestrahlten Leistung P_t , dem Radarreflektivitätsfaktor Z und der Entfernung r ab-

hängt. Der Dielektrizitätsfaktor $|K|^2$ ist eine Materialkonstante und hat für Wasser einen Wert von 0.93 und für Eis einen etwa fünffach kleineren Wert von 0.18. Und gerade dieser Unterschied kann, wie noch gezeigt wird, zu großen Messunsicherheiten führen.

Die für die Niederschlagsmessung entscheidende Größe ist der Radarreflektivitätsfaktor Z . Er beschreibt die Rückstreustärke einer Population von Hydrometeoren (Tropfen und Eispartikel). Wenn man sich auf kugelförmige Partikel beschränkt und annimmt, dass ihre Größe klein gegenüber der Wellenlänge ist, so darf man die Partikel als Dipole betrachten und für das Rückstreuvermögen die Rayleigh-Näherung ansetzen. Damit resultiert $Z = \int n(D) D^6 dD$, wobei $n(D)dD$ die Anzahldichte von Hydrometeoren im Durchmesserintervall $[D, D + dD]$ ist. Man erkennt an dieser Beziehung, dass wegen der starken Abhängigkeit vom Durchmesser wenige große Hydrometeore einen starken Effekt hervorrufen. Der Radarreflektivitätsfaktor Z wird gewöhnlich in der Einheit $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ angegeben. Wegen des sehr großen Wertebereichs, den Z annehmen kann, wird jedoch

meistens das logarithmische Größenverhältnis dB_Z verwendet: $\text{dB}_Z = 10 \log_{10} [Z/Z_0]$ mit $Z_0 = 1 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$. Ein Wert von $Z = 10^3 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ entspricht also 30 dB_Z . Typische dB_Z -Werte sind: Regen mit 20 bis 40 dB_Z und Hagel ab etwa 50 dB_Z .

Von sehr weitreichendem Einfluss auf radarmeteorologische Parameter und Größen ist auch die Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung. Nahezu alle der in der Radargleichung erwähnten Parameter (α , $|K|^2$, P_t , Z) hängen von der Wellenlänge ab. Sie bestimmt insbesondere technische Faktoren wie beispielsweise die Antennenapertur und die Strahlaufösung, aber auch Faktoren, die mit der Anwesenheit von Streuern im Strahlvolumen verbunden sind, wie das Rückstreuvermögen und die Dämpfung. Wie das IMK-Radar haben die meisten Radargeräte, die für die Niederschlagsmessung eingesetzt werden, eine Wellenlänge von ca. 5 cm (entsprechend einer Frequenz von 5,6 GHz, C-Band).

Eine Zusammenstellung der Spezifikationen des IMK-Niederschlagsradars zeigt Tab. 1.

Typ	C-Band Doppler-Radar
Hersteller	Gematronik GmbH, Neuss
Frequenz	5,62 GHz
Pulsleistung (max.)	255 kW
Pulsdauer	0,85 μs bzw. 2,0 μs
Pulswiederholrate	200 – 1200 Hz
Messbereich	120 km (Entfernung) -31,5 ... +95 dB_Z (Reflektivität) -32 ... +32 m/s (radiale Geschwindigkeit)
Auflösung	1° azimuthal; 125 bzw. 300 m radial
Antennendurchmesser	4,2 m

Tab. 1: Technische Details des IMK-Radars.

Wie gelangt man nun von der Leistungsmessung (s. Radargleichung), die den Radarreflektivitätsfaktor Z als Maß für die

Streueigenschaften von Hydrometeoriten im Strahlvolumen liefert, zu einer Aussage über die Niederschlagsintensität R , also zu der

Größe, die für die Niederschlagsmessung wesentlich ist? Hier müssen entweder Annahmen über die Größenverteilung und die Fallgeschwindigkeit der Hydrometeorite gemacht oder empirische Relationen verwendet werden. In beiden Fällen benutzt man ein Potenzgesetz der Form $Z = a R^b$, das kurz als Z/R -Beziehung bezeichnet wird. Die Parameter a und b sind erfahrungsgemäß stark variabel und hängen unter anderem vom Niederschlagstyp ab, also z. B. davon, ob es sich um stratiformen (Land-)Regen oder konvektiven schauerartigen Regen oder ob es sich um Regen oder Schnee handelt [4]. Eine häufig verwendete Formel für Regen, die im Sommer auch bei der routinemäßigen Auswertung von Daten des IMK-Radars benutzt wird, ist die Zahlenwertgleichung $Z = 300 R^{1,6}$, in der Z in $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ und R in mm h^{-1} anzugeben sind. Eine solche Beziehung wird in der Regel einheitlich für das gesamte Radarvolumen angenommen.

Ein Beispiel für eine Reflektivitäts- und eine daraus abgeleitete Niederschlagsmessung zeigt die Abb. 2, die die Verhältnisse um 12:40 Uhr am 26. Dezember 1999 wiedergibt. An diesem Tag fegte der Orkan „Lothar“ über das Messgebiet hinweg. Die Radarmessungen zeigen zu diesem Zeitpunkt keine hohen Reflektivitäten, was sich auch in den nur geringen Regenmengen äußert. Trotzdem war die Situation außergewöhnlich: Wenn man mittels der Radardaten die zeitliche Entwicklung der Verhältnisse verfolgt, was hier nicht präsentiert werden kann, erkennt man eine zunehmend starke Strukturierung

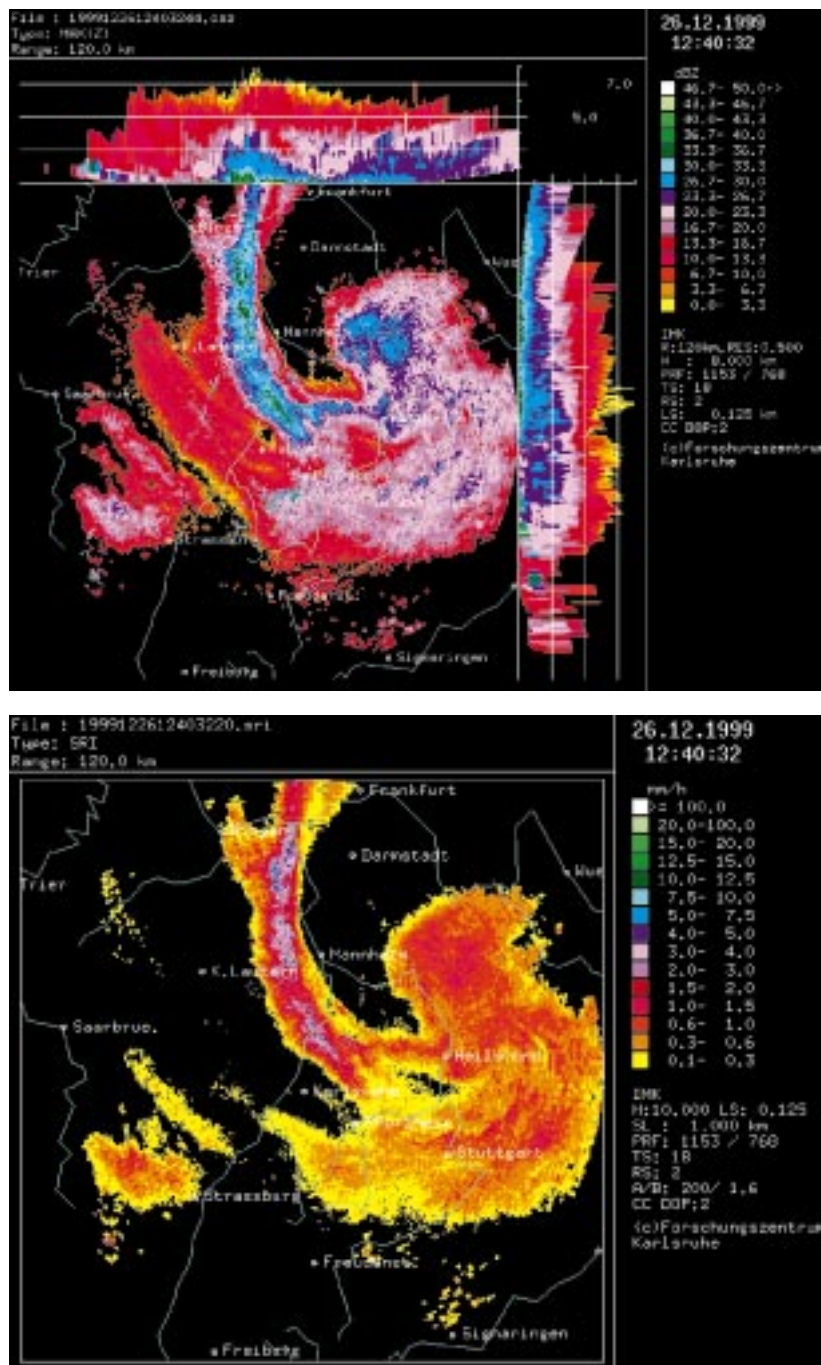


Abb. 2: Reflektivitäten (in dB_Z , oben) und Niederschlagsraten auf 1 km über Grund (in mm/h , unten) vom 26. Dezember 1999, 12:40 Uhr (Orkan Lothar).

der Luftmasse, die sich etwa anderthalb Stunden nach dem Zeitpunkt des niedrigsten Luftdrucks in Karlsruhe (um 11:10 Uhr 975 hPa) in dem relativ kleinräumigen Wirbel mit einem bandförmigen Niederschlagsfeld der Abb. 2 äußert. Ohne Radarmessungen wäre dieses bemerkenswerte Phänomen nicht so detailliert erfasst worden.

Neben der Reflektivität können moderne Radargeräte auch die radiale Geschwindigkeitskomponente v_r messen. Dabei wird der Doppler-Effekt ausgenutzt: Streupartikel, die sich bewegen, verändern die eingestrahlte Frequenz um so mehr, je schneller sie sich auf das Radar zu- bzw. vom Radar wegbewegen. Es gilt dann folgender Zusammenhang: $v_r = \pm \lambda f_d / 2$ mit $f_d =$ Doppler-Frequenz und $\lambda =$ Wellenlänge. Die Doppler-Frequenz ist ihrerseits der messbaren Phasenverschiebung, also der Differenz der Phase der ausgesandten und der empfangenen Strahlung, proportional. Die Phasenverschiebung ergibt sich aus dem Vergleich der Phaseninformation zweier aufeinanderfolgender Pulse. Für typische Geschwindigkeiten in der Atmosphäre liegt f_d deutlich unterhalb von 1 kHz. Die maximale Doppler-Frequenz, die sog. Nyquist-Frequenz f_N , ergibt sich für eine Phasenverschiebung von $\pm\pi$ zu $f_N = \pm f_p / 2$, wobei f_p die Pulswiederholrate ist. Mit einem charakteristischen Wert von $f_p = 1200$ Hz folgt dann als maximal (eindeutig) detektierbare radiale Geschwindigkeit $v_{r,max} = \pm 16$ m s⁻¹. Dieser Geschwindigkeitsbereich lässt sich durch die abwechselnde Benut-

zung zweier unterschiedlicher Pulswiederholrfrequenzen (staggered prf) steigern auf $v_{r,max} = \pm 32$ m s⁻¹. Diese Einschränkung erklärt, dass im Fall des Orkans „Lothar“ entsprechende Daten für die Windgeschwindigkeit nicht ohne weiteres auswertbar sind, da die maximalen Windgeschwindigkeiten weit außerhalb der mit dem IMK-Radar detektierbaren Werte lagen.

Wie die Windverteilung unter eher normalen Bedingungen aussieht, zeigt die Abb. 3. Sie zeigt die radiale Windgeschwindigkeit bei 5° Elevation am 22. März 1996, 20:16 Uhr, im Umkreis des IMK-Radars. Weil außer der Windgeschwindigkeit auch die Windrichtung an dieser Darstellung abgelesen werden kann, sieht man, dass vom Boden bis in etwa 3 km Höhe ein Südwestwind mit einer

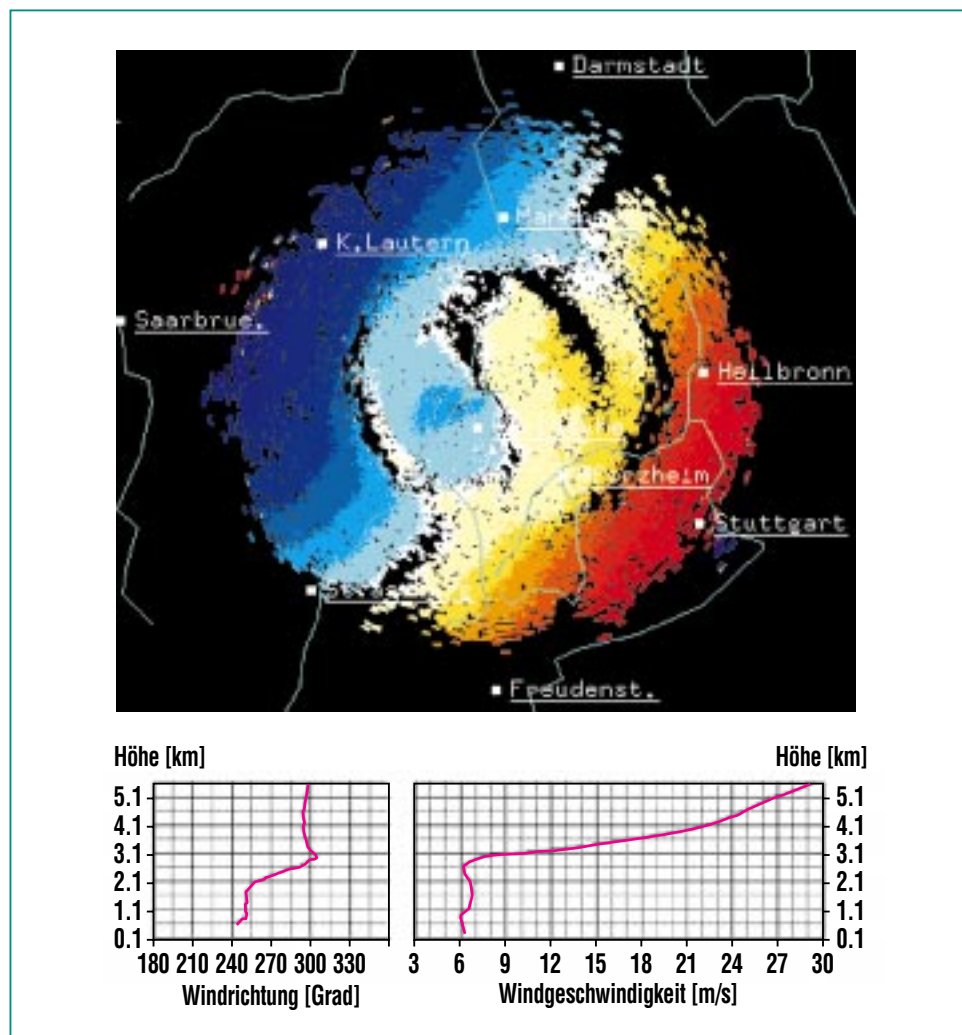


Abb. 3: Oben: Radiale Windgeschwindigkeit bei 5° Elevation am 22. März 1996, 20:16 Uhr. Unten: Entsprechende Vertikalprofile von Windrichtung und -geschwindigkeit. Oben zeigen negative Werte [mit blauen Farbtönen] eine Windkomponente an, die auf das Radar zugerichtet ist, positive Werte [mit rötlichen Farbtönen] eine solche, die vom Radar weggerichtet ist.

konstanten Windgeschwindigkeit von $6 - 7 \text{ m s}^{-1}$ weht. Darüber dreht der Wind auf Nordwest, wobei bis in etwa 5,5 km Höhe die Windgeschwindigkeit bis auf 30 m s^{-1} ansteigt, ohne dass sich die Windrichtung ändert (s. Abb. 3 unten). Man beachte, dass die Auswertung bei einem konstanten Elevationswinkel von 5° durchgeführt wurde, so dass mit zunehmender Distanz vom Radar immer höhere Atmosphärenschichten erfasst werden. An den äußersten Rändern des Messvolumens sieht man in Abb. 3 oben nördlich des Schriftzugs Saarbrücken einen Farbumschlag, der sich in umgekehrter Farbkodierung südlich des Schriftzugs Stuttgart wiederholt. Hier ist die Windgeschwindigkeit so groß, dass die maximale Doppler-Frequenz überschritten und damit der Eindeutigkeitsbereich der Windauswertung verlassen wird.

Die Datenaufnahme erfolgt beim IMK-Radar wie bei allen ständig betriebenen Radargeräten kontinuierlich während der Kreisbewegung der Antenne. Um zeitlich und räumlich statistisch signifikante Messergebnisse zu erhalten, muss die Umdrehungsgeschwindigkeit der Antenne mit der Pulswiederholfrequenz abgestimmt werden. Im Fall des IMK-Radars liegt die Rotationsgeschwindigkeit bei etwa 3 Rotationen pro Minute, wobei bei jedem Winkelgrad gemessen wird. Um eine Volumeninformation zu erhalten, wird die Antenne nach jedem vollständigen Umlauf schrittweise in der Vertikalen nach oben gekippt, so dass die Daten auf einer Abfolge von Kegelmänteln vorliegen, die letztlich auf ein

kartesisches Gitter mit einer räumlichen Auflösung von $500 \text{ m} \times 500 \text{ m} \times 250 \text{ m}$ umgerechnet werden. Nach etwa 5 Minuten ist die Aufnahme eines kompletten Datensatzes, der unter Verwendung von 14 Elevationswinkeln gewonnen wurde, abgeschlossen. Die standardmäßige Auswertung der Daten erfolgt unmittelbar anschließend, so dass in fünfminütigem Rhythmus eine vollständige Übersichtsdarstellung verfügbar ist. Der Messbereich des IMK-Radars ist ein Gebiet mit einem Radius von 120 km. Die Daten, die seit Inbetriebnahme des IMK-Radars im Frühjahr 1994 angefallen sind, sind seitdem fast lückenlos archiviert worden.

Für Detailuntersuchungen lassen sich die Daten in vielfältiger Weise auswerten: Es können beispielsweise räumliche und zeitliche Integrationen durchgeführt und durch die Vorgabe von Schwellenwerten bestimmte Bereiche ausgeblendet werden. Darüber hinaus können durch jeden Datenkubus beliebige vertikale und horizontale Schnittebenen gelegt werden, auf denen die Daten genauer analysiert werden können.

Wie schon in der Einleitung erwähnt, ist die Interpretation von Radardaten nicht immer eindeutig. Dies liegt vor allem daran, dass (1) die Temperatur- und Feuchteschichtung der Atmosphäre den Radarstrahl nach oben oder nach unten krümmt (keine geradlinige Ausbreitung), (2) sich in großer Entfernung die Erdkrümmung bemerkbar macht, (3) die Radarstrahlung durch die Streuelemente gedämpft wird, (4)

die Radarstrahlung von der Erdoberfläche reflektiert werden kann (Bodenechos) bzw. durch Hindernisse (Berge) weiter entfernte Bereiche abgeschattet werden, was zu Störsignalen bzw. die eingeschränkter Sichtbarkeit führt, (5) durch das Schmelzen von eisförmigen Niederschlagspartikeln im Bereich der 0°C -Grenze sich der Dielektrizitätsfaktor ändert, wodurch in diesem Höhenbereich eine viel zu hohe Reflektivität vorgetäuscht wird (Helles Band) und (6) gelegentlich Windgeschwindigkeiten auftreten, die jenseits der maximal detektierbaren Dopplergeschwindigkeiten liegen, was eine Auswertung erschwert.

Beispiele zur Eliminierung systematischer Störeinflüsse

In den letzten Jahren haben sich die radarmeteorologischen Arbeiten am IMK auf Untersuchungen konzentriert, einige der oben genannten Störeinflüsse abzumildern.

So wurde ein Verfahren entwickelt, das Helle Band, also die Zone erhöhter Reflektivität im Bereich der 0°C -Isotherme, wo Eispartikel schmelzen und sich der Dielektrizitätsfaktor $|K|^2$ sehr stark ändert (s. oben), aus den Daten zu eliminieren [5]. In den Abb. 4 (a) und (b) sind Streudiagramme der Niederschlagssummen vom 25.2.1997, 7:00 Uhr bis 26.2.1997, 7:00 Uhr, die aus den Daten des IMK-Radars mit und ohne Korrektur des Hellen Bandes abgeleitet wurden, den zugehörigen Bodenmessungen (ca. 200 Stationen in Baden-Württem-

berg und Rheinland-Pfalz mit einem durchschnittlichen Abstand von 10 km) gegenübergestellt. Dabei werden Entfernungen bis bzw. über 60 km unterschieden. Im Untersuchungszeitraum kam es im Nordschwarzwald zu langandauernden ergiebigen Regenfällen.

Man erkennt, dass im Fall der unkorrigierten Daten zahlreiche Niederschlagssummenwerte wesentlich höher sind als die zugehörigen Bodenwerte, insbesondere bei Entfernungen unterhalb von 60 km Abstand zum Radarstandort (ausgefüllte Rauten). Hier hat der Effekt des Hellen Bandes zu einer Überschätzung des Niederschlags durch die Radarmessung geführt. Die in größeren Entfernungen gemessenen Niederschlagssummen (offene Rauten) fallen dagegen erheblich zu klein aus, was hauptsächlich an der Abschattung des Radarstrahls an den umliegenden Mittelgebirgen liegt. Nach Anwendung des Korrekturverfahrens erkennt man eine dichtere Drängung der Datenpunkte um die Winkelhalbierende, d.h. die Übereinstimmung mit den Bodenwerten ist erheblich besser geworden. Für die abgeschatteten Gebiete ist fast keine Verbesserung eingetreten.

Das Bild ändert sich, wenn eine Abschattungskorrektur durchgeführt wird. Sie besteht darin, dass der Teil des Radarstrahls, der durch ein Hindernis (Berg) blockiert wird, berechnet und die Reflektivität für Bereiche, die jenseits des Hindernisses und damit unterhalb der Sichtbarkeitsgrenze liegen, zum Boden hin extrapoliert wird [6]. Die Extrapolati-

onsvorschrift orientiert sich daran, wie das vertikale Profil der Reflektivität oberhalb der Sichtbarkeitsgrenze aussieht.

Da die Abschattungskorrektur gerade die Bereiche betrifft, die in der Abb. 4 nur zu einer schwachen Korrektur führten, ist dort die stärkste Verbesserung zu erwarten. Dies zeigt die Abb. 5, in der die unkorrigierten und korri-

gierten Niederschlagssummen für den Monat August 1997 aufgetragen sind, ohne nach der Entfernung zu unterscheiden. Hier erkennt man eine deutlich bessere Übereinstimmung zwischen radargemessenen Niederschlagssummen und den Bodenmessungen.

Neben der Erarbeitung von Verfahren zur Eliminierung systema-

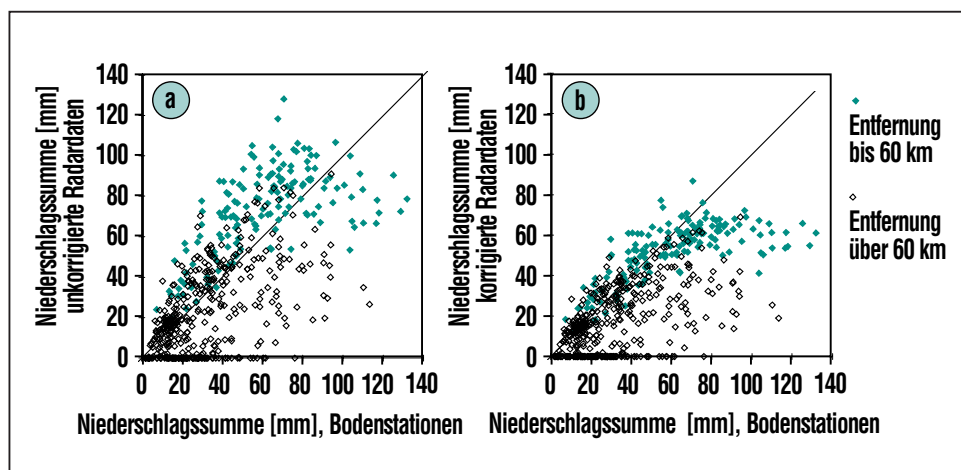


Abb. 4: Streudiagramm der Niederschlagssummen vom 25.02.1997, 7:00 Uhr bis 26.02.1997, 7:00 Uhr, die aus den Radardaten abgeleitet wurden, als Funktion der zugehörigen Bodenwerte. a) unkorrigierte Radardaten, b) korrigiert mit dem Algorithmus zur Eliminierung von Effekten durch das Helle Band.

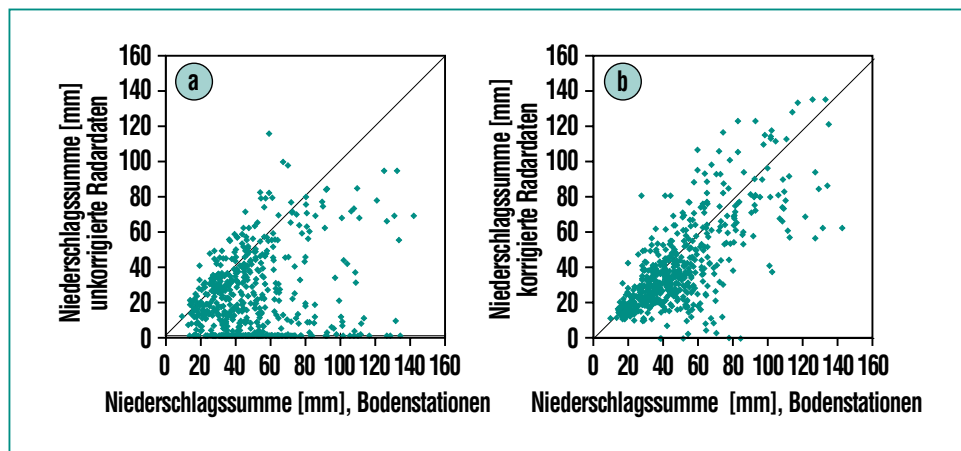


Abb. 5: Vergleich der aus Radardaten abgeleiteten Niederschlagssummen des Monats August 1997 mit den entsprechenden Bodenmessungen, a) ohne, b) mit Abschattungskorrektur.

tischer Fehlerquellen wurden auch Fortschritte bei der Klassifizierung von Niederschlägen durch verschiedene Niederschlagstypen erzielt. Dabei wurden unterschiedliche Z/R-Beziehungen für unterschiedliche Niederschlagssysteme angewandt,

wobei die Klassifizierung allein durch die Bewertung radarteologischer Parameter (z. B. radiale Gradienten der Radarreflektivität) getroffen wurde. Auf diese Weise wurde eine Einteilung in stratiforme, schwach und stark konvektive Niederschläge

vorgenommen [6]. In einer ersten Phase wurden dann Z/R-Beziehungen, die entsprechend dieser Klassifikation unterschiedlich waren, auf den gesamten Radarbereich angewendet. Die Abb. 6 bezieht sich auf stark konvektive Niederschläge (Radarreflektivität $> 58 \text{ dB}_Z$), die im Zeitraum von Januar 1996 bis April 1998 fielen. Als Vergleich wurden wiederum Bodenmessungen herangezogen; eine Abschattungskorrektur wurde nicht durchgeführt. Da für den französischen Teil des Radargebiets keine Bodenmessungen verfügbar waren, musste dieser Bereich ausgespart werden.

Man sieht in beiden Datensätzen gut die fleckenartige Niederschlagsstruktur, die Gewitterschauer erzeugen. Trotz des im Vergleich zu ganz Deutschland relativ dichten Bodenmessnetzes im Untersuchungsbereich des IMK-Radars sind aber im Radarbild wesentlich mehr Details erkennbar, die in den Daten des Bodenmessnetzes nicht zu sehen sind. Das Niederschlagsmaximum über dem Pfälzer Wald deckt sich mit den Bodendaten nur ab einer Entfernung von 60 km, während bei einer geringeren Entfernung die Bodendaten deutlich weniger Niederschlag zeigen als die radarabgeleiteten Daten. Vom östlichen bis südlichen Rand ist die Sichtbarkeit infolge der Abschattung durch den Schwarzwald zwar eingeschränkt, aber auch an diesem Beispiel erkennt man einen speziellen Vorteil von Radarmessungen: Sie liegen in hoher räumlicher Auflösung vor, also auch in Regionen, die nicht durch Bodenmessstationen abgedeckt sind.

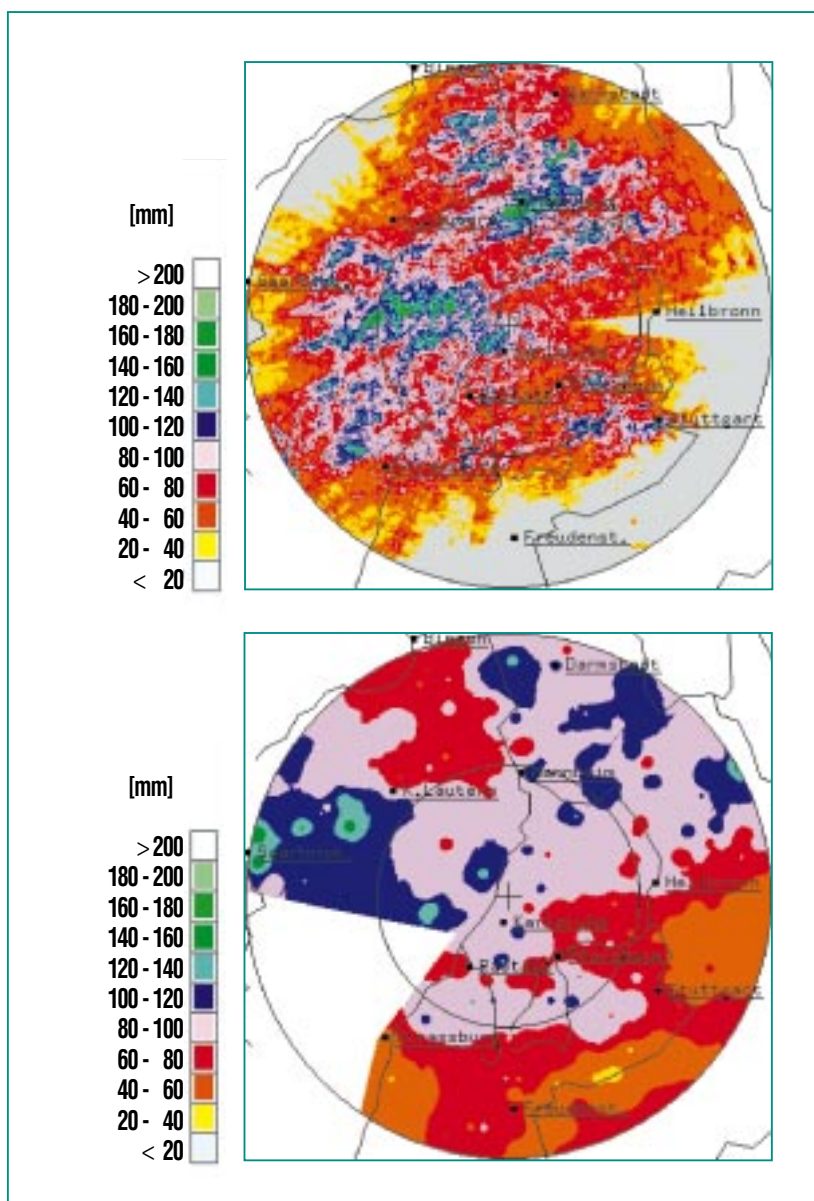


Abb. 6: Niederschlagssummen vom Januar 1996 bis April 1998 für stark konvektive Niederschläge: oben abgeleitet aus Radardaten und unten ermittelt durch Interpolation von Bodenstationsdaten.

Identifizierung von Gewittern und Analyse ihrer Zugbahnen

Die hohe räumliche und zeitliche Auflösung, die mit einem Radar realisiert werden kann, ermöglicht es, Objekte, die in den Radarbildern identifiziert werden können, über einen längeren Zeitraum hinweg zu verfolgen. Als identifizierbare Objekte bieten sich Gewitterzellen an, da sie im Radarbild anhand ihrer hohen Reflektivitätswerte auffallen. Gelingt es, anhand der Radardaten individuelle Gewitterzellen während ihres Lebenszyklus zu verfolgen, so kann die zeitliche Entwicklung des Gewitters anhand seiner Reflektivitätswerte, seines Volumens, seiner vertikalen Erstreckung usw. untersucht werden. Gewitterzellen sind in das Strömungsfeld eingebettet, das durch die Orographie beeinflusst wird. Man erwartet eine daraus resultierende Beeinflussung auf die Entstehung und den Zerfall von Gewitterzellen, die sich im Bereich des IMK-Radars mit dem flachen oberen Rheingraben und seinen begrenzenden Mittelgebirgen aufzeigen lassen sollten.

Zu diesem Zweck wurde am IMK der Zell-Verfolgungs-Algorithmus TRACE3D entwickelt [7]. Die Identifikation von einzelnen Zellen als Objekte im Radarbild geschieht dabei in zwei Schritten (Abb. 7 veranschaulicht das Verfahren, reduziert auf eine einzige Raumdimension), wobei drei Schwellenwerte verwendet werden. Zunächst wird das Radarbild in einzelne Niederschlagsgebiete zerlegt. Ein Niederschlagsgebiet ist dabei ein zusammenhängen-

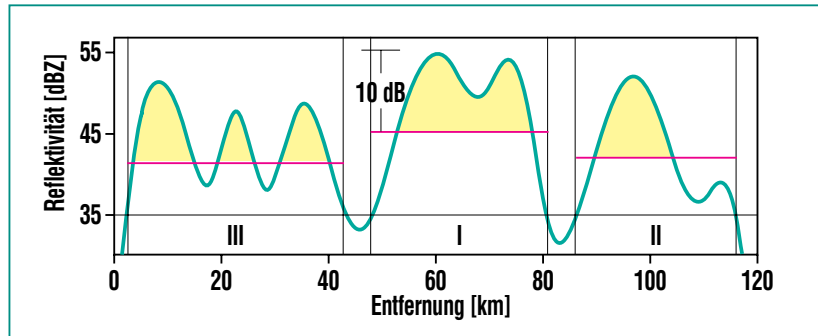


Abb. 7: Zur Definition einer Gewitterzelle.

des Gebiet, in dem die Reflektivitätswerte einen ersten Schwellenwert (hier 35 dB_Z) überschreiten. In der Abb. 7 sind somit drei Niederschlagsgebiete (I bis III) definiert.

Innerhalb eines Niederschlagsgebietes wird dann das Reflektivitätsmaximum bestimmt. Um einen zweiten Schwellenwert (hier 10 dB) unterhalb dieses Maximums werden nun die relativen Maxima im Reflektivitätsbild abgeschnitten. Damit wird jedes Niederschlagsgebiet in kleinere

Einheiten aufgegliedert. Übertrifft in einer solchen Einheit das lokale Reflektivitätsmaximum einen dritten Schwellenwert (hier 45 dB_Z), dann wird diese Einheit als eine Gewitterzelle identifiziert. Das Niederschlagsgebiet I in Abb. 7 enthält also ein Gewitter, Niederschlagsgebiet II ebenfalls und Niederschlagsgebiet III drei Gewitter.

Abb. 8 zeigt beispielhaft die identifizierten Zellen für den 5. Oktober 1999, ca. 16:00 Uhr. Im Hintergrund erkennt man in Grautö-

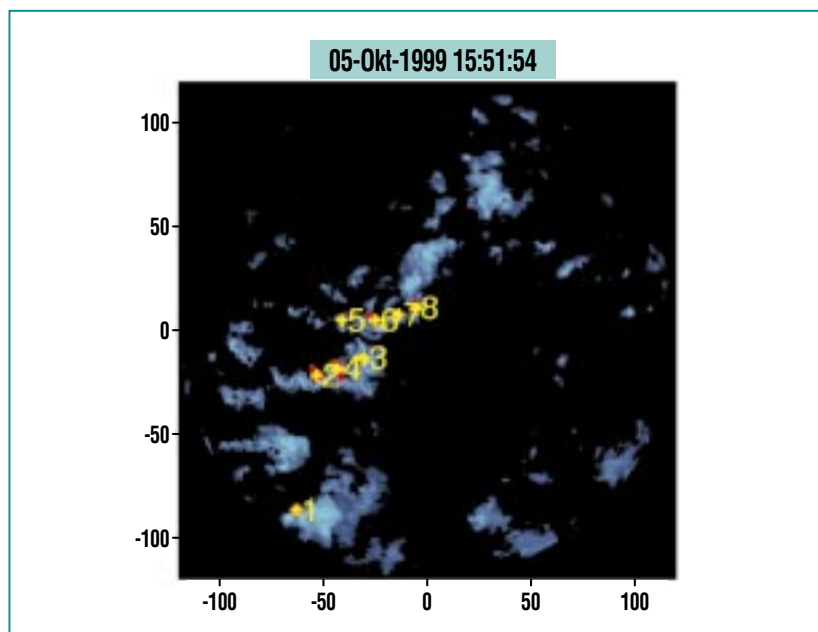


Abb. 8: Acht identifizierte Gewitterzellen im Radarbild.

nen die vom Radar gemessene Niederschlagsintensität. Mit rot sind die Bereiche gekennzeichnet, in denen sich die (hier verhältnismäßig kleinen) Gewitterzellen befinden. Die Schwerpunkte der acht Zellen sind durch gelbe Kreuze angegeben.

Nun muss versucht werden, die Gewitterzellen im nächsten Radarbild wiederzufinden. Dazu wird für jede Zelle ein Ort vorhergesagt, an dem man sie zum nächsten Zeitpunkt erwartet, d.h. für jede Zelle muss eine Zuggeschwindigkeit angegeben werden.

Wurde die Zelle schon über mehrere Zeitpunkte beobachtet, so ergibt sich die zur Zeit t_0 erwartete Geschwindigkeit v_e aus einem gewichteten Mittel ihrer bisher gemessenen Geschwindigkeiten v_m . Rekursiv lässt sich das formulieren als

$$\vec{v}_e(t_0) = k\vec{v}_e(t_0 - \delta t) + (k-1)\vec{v}_m(t_0 - \delta t),$$

wobei δt die Zeit zwischen zwei Radardatensätzen ist. Mit dem Parameter k kann variiert werden, wie stark die vor längerer Zeit bestimmten Geschwindigkeiten im Verhältnis zu den neueren Geschwindigkeiten in das Ergebnis eingehen: $k = 0$ bedeutet, dass nur die Geschwindigkeit aus dem letzten Zeitschritt verwendet wird. Je größer der Wert von k wird, desto mehr Gewicht bekommen früher bestimmte Geschwindigkeiten der Zelle. Die Güte der Vorhersage schwankt kaum, wenn man k zwischen 0,5 und 0,9 variiert. Normalerweise wird ein Wert von $k = 0,7$ gewählt.

Für den Fall, dass sich eine neue Zelle gebildet hat, bekommt sie

die mittlere Geschwindigkeiten aller im vorigen Zeitpunkt beobachteten Zellen zugeschrieben.

Mit der so bestimmten Geschwindigkeit einer Zelle wird, ausgehend von ihrem augenblicklichen Schwerpunkt (siehe Abb. 9, rotes Kreuz), ihre neue Position vorhergesagt (Abb. 9, grünes Kreuz). Alle Zellen, die im nächsten Radarbild identifiziert wurden (Abb. 9, grüne Kreise) und in der Nähe dieses vorhergesagten Ortes liegen, kommen als Nachfolger infrage. Dabei bedeutet „in der Nähe“, dass die Schwerpunkte der Zellen innerhalb eines Kreises um die vorhergesagte Position liegen müssen. Der Radius dieses Kreises ist der größere der folgenden zwei Werte, die empirisch bestimmt wurden:

- das 0,6-fache der Strecke, die die Zelle in diesem Zeitschritt zurückgelegt hat oder

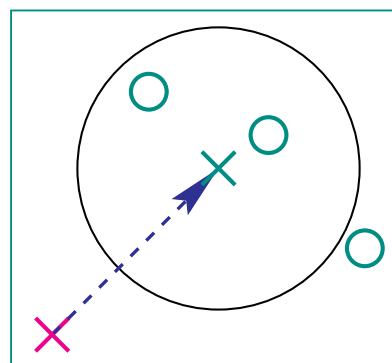


Abb. 9: Zuordnung einer Zelle vom vorigen Zeitpunkt (rotes Kreuz) zu den Zellen des nächsten Zeitpunkts (grüne Kreise). Das grüne Kreuz markiert die vorausgesagte Position für die Zelle. Die beiden grünen Kreise innerhalb des Suchkreises stellen die zwei Zellen dar, die als Nachfolger infrage kommen.

- das 0,5-fache des kleinsten Abstandes der Ursprungszelle (rotes Kreuz) zu ihrem (zeitgleichen) nächsten Nachbarn.

Während in den meisten Fällen der erste Radius maßgebend ist, wird der zweite bei sehr langsamen Zuggeschwindigkeiten bedeutsam.

In den meisten Fällen ist auf diese Weise eine eindeutige Zuordnung zwischen den Zellen möglich. Ist der Abstand zwischen den Zellen zu einem festen Zeitpunkt aber kleiner als die Strecke, die die Zellen in einem Zeitschritt zurücklegen, dann kommt es zu unplausiblen Zuordnungen von Zellen. Diese werden daher anschließend durch weitere heuristische Regeln auf die plausibelsten Fälle reduziert. So verbieten diese Regeln u.a., dass sich zwei Zellen auf ihrem Weg kreuzen.

Um die Güte der von TRACE3D gefundenen Zuordnungen zu prüfen, wurden die Ergebnisse mit den von Menschen gefundenen Zugbahnen verglichen. Vier Personen wurden die identifizierten Zellen, ähnlich wie in Abb. 8 dargestellt, von jeweils zwei aufeinander folgenden Radarbildern vorgelegt. Die Zuordnungen nahmen die Personen dann von Hand vor. Diese subjektiven Ergebnisse wurden anschließend miteinander und mit denen des Algorithmus verglichen.

Ausgewählt wurden sechs exemplarische Zeitabschnitte mit unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen (10 Minuten bzw. 5 Minuten) und unterschiedlicher Anzahl von erkannten Gewittern pro Radarbild, was einem unterschiedli-

chen Schwierigkeitsgrad entspricht.

Die Ergebnisse spiegeln in vieler Hinsicht die Erwartungen wider: bei geringerer zeitlicher Auflösung ist die Qualität der Verfolgung sowohl bei den Menschen als auch bei TRACE3D tendenziell schlechter als bei hoher zeitlicher Auflösung. Mit zunehmender Anzahl von Gewittern pro Radarbild nimmt die Zuverlässigkeit bei Mensch und Maschine ab. Bemerkenswert ist, dass der Algorithmus empfindlicher auf die Zunahme des Schwierigkeitsgrads reagiert als die Menschen.

Insgesamt sind die Ergebnisse des Algorithmus aber vielversprechend. Während die Menschen, gemittelt über alle sechs Fälle, eine Trefferrate von 97% erreichen, liegt sie beim Algorithmus bei 91%. Die Rate an Fehlzuordnungen liegt bei den Menschen bei 3%, beim Algorithmus beträgt sie 5%. Natürlich erreicht der Algorithmus nicht die Qualität, wie Menschen sie produzieren können. Dafür schafft er es, Radardaten eines ganzen Jahres ermüdungsfrei und schnell zu untersuchen.

Hinzu kommt, dass für diesen Vergleich die schwierigen Situationen deutlich überrepräsentiert waren. Sie gehen mit über 40% sehr stark in das Endergebnis ein, während im gesamten Jahr 1999 nur 14% aller Gewitter in Situationen auftraten, in denen das Verfolgen ähnlich schwierig ist. Die Situationen, in denen der Algorithmus besonders leichtes Spiel hat, gingen mit nur rund 20% in das Ergebnis ein, obwohl im Jahresmittel mehr als 50% al-

ler Gewitter in diesen leichten Situationen auftreten. Somit dürften die Ergebnisse des Algorithmus im Jahresmittel sogar noch besser sein, als die in der kleinen Stichprobe.

Die Entwicklung des Algorithmus ist jetzt fast abgeschlossen. Bisher wurden vorläufige Untersuchungen mit TRACE3D hauptsächlich an Daten des Jahres 1999 durchgeführt. Abb.10 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Lebensdauern von Gewittern, wie sie im Jahr 1999 von TRACE3D ermittelt wurden. Insgesamt sind mehr als 8000 Gewitter im Jahr 1999 untersucht worden. Mehr als die Hälfte davon hatte jedoch nur eine Lebensdauer von 10 Minuten oder kürzer. Im Mittel beträgt die Lebensdauer etwa 21 Minuten, so dass bei einer zeitlichen Auflösung der Radarbilder von 10 Minuten ein solches Gewitter nur 2 bis 3 Mal in seinem Lebenszyklus abgetastet wird. Wird die zeitliche Auflösung auf ein Radarbild pro 5 Minuten erhöht, so zeichnet man im Schnitt knapp 5 Datensätze pro Gewitterzelle auf.

Schließlich ist festzustellen, dass eine hohe zeitliche Auflösung der Radarbilder nicht nur wichtig ist, um eine zuverlässige Zellverfolgung zu ermöglichen, sondern auch für die spätere Analyse der Entwicklung von Gewitterzellen unerlässlich.

Zusammenfassung und Ausblick

Die Niederschlagsmessung mit Radar beruht auf der Bestimmung der Niederschlagsrate aus der empfangenen Leistung elektromagnetischer Strahlung, die

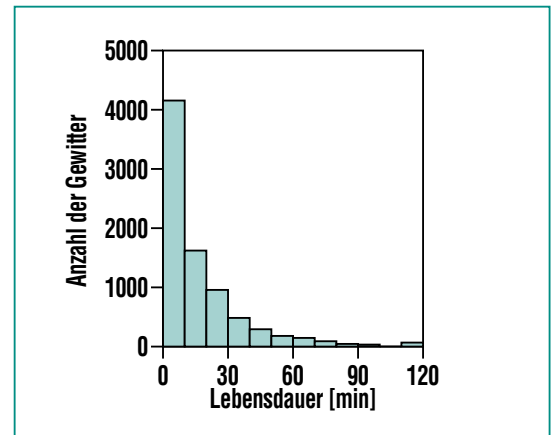


Abb. 10: Häufigkeitsverteilung der Lebensdauer von Gewittern.

von einer Antenne bei starker Bündelung ausgesandt und durch Hydrometeore (Tropfen, Eispartikel) zur Antenne zurückgestreut wird.

Damit ist eine radargestützte Niederschlagsmessung den heute noch operationell betriebenen Standardniederschlagsmessverfahren, die nur punktuell arbeiten, überlegen, denn die Radarmessungen können sehr schnell bei gleichzeitig hoher räumlicher Auflösung vorgenommen werden. Die abgeleiteten Niederschlagsdaten liegen damit quasi momentan vor.

Die Interpretation der Radardaten ist aufgrund von Störeinflüssen nicht immer eindeutig: Probleme ergeben sich durch die prinzipielle Unkenntnis des atmosphärischen Zustands (z. B. Temperatur- und Feuchteschichtung), der die Strahlausbreitung beeinflusst, durch die elektromagnetischen Eigenschaften der Hydrometeore, die eine Überschätzung des Niederschlags in der Schmelzzone bewirken (Helles Band), und durch orographische Bedingun-

gen, die z. B. zu einer Abschattung des Radarstrahls an Hindernisse führen können. Durch Korrekturverfahren können diese Mängel abgemildert werden. Durch ihren Einsatz lassen sich die Radardaten effektiver auswerten.

Ein gelegentlich gravierender Nachteil ist die Anwendung einer generellen, für das gesamte Untersuchungsgebiet als gültig angenommenen Beziehung zwischen der Radarreflektivität und der Niederschlagsintensität. Wenn man aus den Radardaten

Bedingungen ableiten kann, die auf unterschiedliche Niederschlagstypen (stratiform und konvektiv) schließen lassen, könnte man auch lokal unterschiedliche Beziehungen anwenden („lokale Z/R-Beziehung“).

Aber nicht nur die Niederschlagsintensität lässt sich mit Radarmessungen erfassen, sondern auch weitere Phänomene, die mit der Niederschlagsbildung und -verteilung zusammenhängen. Insbesondere sind Zugbahnen von Gewittern analysierbar. Infolge der geringen zeitlichen Abstän-

de zwischen einzelnen Radarmessungen sollte es möglich sein, auch Zugbahnen von schweren Gewittern grob vorherzusagen.

Schließlich soll noch erwähnt werden, dass die Fa. Radar-Info (Karlsruhe; www.radar-info.de) als Lizenznehmer des Forschungszentrums die Daten des IMK-Radars kommerziell vertreibt.

Literatur

- [1] D. Atlas,
American Meteorological Society, Boston, 1990
- [2] H. Höller, V. N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen, P. F. Meischner,
J. Atmos. Sci. 51, 2500 – 2522
- [3] H. Sauvageot,
Artech House, Boston, 1992
- [4] L. J. Battan,
The University of Chicago Press, Chicago, 1973
- [5] H. Gysi,
Wiss. Ber. Institut f. Meteorologie u. Klimaforschung, Universität Karlsruhe, 1998
- [6] R. Hannesen,
Dissertation am Institut f. Meteorologie u. Klimaforschung, Universität Karlsruhe, 1998
- [7] J. Handwerker, J. Reßing, K. D. Beheng,
Phys. Chem. Earth (B), 25, 1317 – 1322, 2000