

3 Grundlagen

3.1 Verfügbare Datensätze

Da die Wirklichkeit der meteorologischen-physikalischen Phänomene nicht direkt zugänglich ist, bestimmt die zur Verfügung stehende Messtechnik das Ausmaß der Annäherung und damit die untersuchbare Datenwelt. In diesem Kapitel werden die unterschiedlichen Datensätze beschrieben, die zur Erstellung einer skalenabhängigen Niederschlagsanalyse für Deutschland (Abb. 3.1), in der horizontalen Auflösung von 7 km (\sim einer Gitterweite von 0.0625°) verwendet werden.

Grundlagen zur Trennung des konvektiven und stratiformen Niederschlages sind:

- (1) konventionelle Bodenbeobachtungen des Wetterzustandes (Schlüssel ‚ww‘, (**W**etter und **W**etterverlauf)), der Wolken und des Niederschlages der Jahre 1992 bis 2004.

Diese Daten dienen auch als Referenz, d.h sie stellen ein A-Priori-Wissen für die Interpretation der Wolkentypen, abgeleitet aus Satelliten, dar.

Für das Gebiet ‚Mitteleuropa‘ (Abb. 3.1, grün) liegen die Beobachtungsdaten in dreistündlicher, für Deutschland (Abb. 3.1, rot) zusätzlich in stündlicher Auflösung vor. Diese Daten wurden von den jeweiligen Wetterdiensten gemäß der Richtlinie der ‚World Meteorological Organization‘ (WMO) erhoben.

Ein weiterer Datensatz, der in die Niederschlagsanalyse integriert wird, besteht aus:

- (2) Wolkentypen, abgeleitet aus Meteosat-Daten der Jahre 1992 bis 2004, die in eine Niederschlagswahrscheinlichkeit für konvektive und stratiforme Wolken umgesetzt werden und deren gewichtete Anteile bei der Niederschlagsinterpolation angewendet werden (siehe Kap. 4).

Bei typischen Entfernungen zwischen den Messstationen von ca. 10 km in Deutschland und ca. 40 km in Mitteleuropa ist das alleinige konventionelle meteorologische Messnetz für eine hochaufgelöste räumliche und zeitliche Niederschlagsinterpolation gerade auf der konvektiven Skala nicht hinreichend genau.

Wegen dieser Weitmaschigkeit der konventionellen Beobachtungen werden abgeleitete Wolken aus Fernerkundungsdaten mit in die Niederschlagsanalyse integriert, da diese durchaus Informationslücken füllen können; ihre Archivierung ist allerdings nicht unbegrenzt möglich. Das Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin verfügt über ein langjähriges Satellitendatenarchiv. Dieses ermöglicht die Erstellung einer Statistik aus Meteosat-Daten abgeleiteten Wolkentypen und einem Vergleich mit konventionellen Beobachtungen der Wolken für die Jahre 1992 bis 2004 (Kap. 4.3.1). Als Grundlage der Wolkenklassifikation dient das Verfahren von Berger (1992), welche im Kapitel 4.3 beschrieben wird.

Anschließend wird aus den beobachteten Wolkentypen, dem gemessenen Niederschlag und dem Wetterzustand eine normierte Niederschlagshäufigkeit (Kap. 4.4) für konvektive und stratiforme Wolken erstellt, die sich auf statistische Auswertungen der eben unter (1) genannten Parameter der Jahre 1992 bis 2004 bezieht.

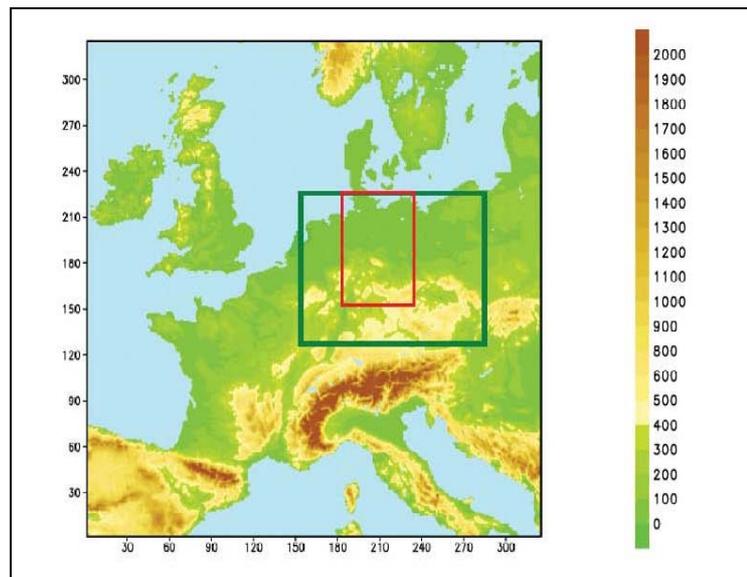


Abb. 3.1: Modellgebiet des Lokal-Modells vom Deutschen Wetterdienst mit dem in dieser Arbeit verwendeten Ausschnitt der Niederschlagsanalyse für Deutschland (rot, horizontale Auflösung 7 km) und dem Gebiet (grün), das für die Statistik der Wolkentypen aus Meteosat-Daten verwendet wird. Farblich ist die Höhe in m der Modelltopographie über N.N. dargestellt. (Doms et al., 2001)

3.2 Konventionelle Bodenmessdaten

Im Beobachterhandbuch des DWD (VuB 3) sind grundlegende Vorschriften für die Durchführung des Wetterbeobachtungsdienstes an meteorologischen Stationen festgelegt. Beobachtete Wetterzustände und Messwerte werden verschlüsselt und in das WMO-Messnetz eingetragen, um den Zustand der Atmosphäre beurteilen zu können. Die Abbildung 3.2 zeigt die Stationen, die zur Auswertung des Wetterzustandes, der Wolken und der Niederschlagsmenge herangezogen wurden.

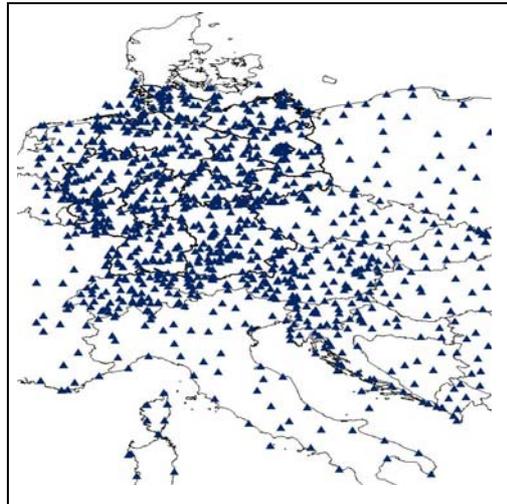


Abb. 3.2: Verwendete synoptische Beobachtungsstationen in Mitteleuropa.

3.3 Repräsentanz von Niederschlagsmessungen

Der Stationsmesswert ist eine Punktmessung und erfasst niemals alle meteorologischen Skalen, daher haben diese Messdaten eher einen Stichprobencharakter. Der DWD betrieb im Jahr 2004 ein Niederschlagsmessnetz mit 3.303 täglichen und 675 stündlichen Messungen, wobei im zweiten Halbjahr die Stationsdichte der stündlichen Messungen nochmals erhöht wurde. Ab dem Jahr 2008 baut der DWD sein gesamtes Messnetz um und so werden die täglichen Messungen des Niederschlages verringert und ein zeitlich höher aufgelöstes Messnetz wird das alte Messnetz ablösen. Das Niederschlagsmessnetz des Deutschen Wetterdienstes ist relativ homogen über Deutschland verteilt, jedoch ist diese Verteilung nicht repräsentativ in Höhenlagen. Die Stationen stehen überwiegend in den Tallagen, was dazu führt, dass der Niederschlag in Gebirgen als Gebietsmittel oft unterschätzt wird, da dieser eine klimatologische Korrelation mit der Höhe aufweist.

3.3.1 Niederschlagsarten

Generell wird von Niederschlag erst gesprochen, wenn dieser am Boden ankommt und gemessen werden kann. Die Niederschlagsarten werden grob nach ihrem Entstehungsprozess unterschieden (Tabelle 3.1, nach Baumgartner & Liebscher, 1996).

| Niederschlagsarten | Entstehungsprozess |
|--|---------------------------|
| Regen, Schnee, Hagel, Graupel, Griesel | Fallender Niederschlag |
| Tau, Reif | Abgesetzter Niederschlag |
| Nebelniederschläge, Eisablagerungen | Abgefangener Niederschlag |

In der Literatur zur Niederschlagsgenese findet sich von keinem Autor eine exakte Trennung der Niederschlagstypen, jedoch wird in der numerischen Modellierung die Einteilung in konvektiven und skaligen (stratiformen) Niederschlag vorgenommen.

Der fallende Niederschlag lässt sich in drei verschiedene Typen gliedern, die den zur Niederschlags- und Wolkenbildung notwendigen Hebungsvorgängen der Luft entsprechen.

Konvektiver Niederschlag: Er entsteht durch starke vertikale Luftbewegungen bei einer labilen Schichtung der Atmosphäre. Die Intensität des Niederschlages kann während eines kurzen Zeitraumes sehr hoch sein und ist auf ein lokales Gebiet begrenzt. Da die notwendige Vertikalbewegung durch Überhitzung des Bodens ausgelöst werden kann, ist diese Art von Niederschlägen typisch für die zweite Tageshälfte im Sommerhalbjahr. Häufig sind Cumulonimbuswolken beteiligt, die meist eine relativ mächtige vertikale Ausdehnung besitzen, die sich bis an den Rand der Tropopause erstrecken kann (10-12 km Höhe). An der Rückseite einer Kaltfront, dem Kaltluftsektor, folgt oft regional aufgelockerte Bewölkung (Cumulus humilis bis Cumulus congestus), bei der vereinzelt Schauer auftreten. In stationären Tiefdruckgebieten ist die Schichtung schon von Beginn an mehr oder weniger feuchtilabil und die Hebung bringt oft tagelang konvektiven Niederschlag (Wallace und Hobbs, 1997, Jaeneke, 1995). Diese stationären Tiefs treten in Deutschland eher selten auf.

Orographischer Niederschlag: Gebirge erzwingen ein Aufsteigen der Luft auf der Luvseite. Dadurch entwickeln sich wesentlich höhere Niederschläge als auf der Leeseite, hervorgerufen durch intensiven Kondensationsablauf mit Bildung von Cumulonimbuswolken und Nimbostratuswolken.

Aufgleitniederschlag (stratiform). Dieser bildet sich infolge großräumiger Hebungsprozesse häufig an Warmfronten. Der präfrontale Niederschlag ist gewöhnlich von mäßiger Intensität aufgrund der langsamen Hebung. In der Aufgleitzone bilden sich zunächst Cirrostratus-, dann Altostratus- und schließlich Nimbostratuswolken und ein ausgedehnter gleichmäßiger Niederschlag, der sogenannte Landregen, entsteht. Von der Erdoberfläche aus wird die typische Schichtbewölkung, der Stratus fractus, der meist eine geringe vertikale Erstreckung hat, beobachtet, während die eigentliche Regenwolke nicht sichtbar ist. Innerhalb der Nimbostratuswolke können sich konvektive Zellen entwickeln, die eine lokale Verstärkung des Niederschlages mit sich bringen. Naturgemäß ist die Unterscheidung in frontalen Systemen zwischen Relikten konvektiver Kerne und hochreichendem Nimbostratus nur schwer möglich. Die Nimbostratuswolke weist Temperaturen deutlich unter dem Gefrierpunkt auf und enthält signifikante Anteile von Wolkeneis, welches zu stärkeren Niederschlägen führt.

3.3.2 Niederschlagsmessung

Klassisch wird Niederschlag (bezogen auf eine Fläche von 1 m^2) als eine Gesamtmenge des gefallenden Regens mit Hilfe des Hellmann-Regenmessers in mm gemessen. Dieser hat eine Auffangfläche von 200 cm^2 und wird einen Meter über der Erdoberfläche aufgestellt (entwickelt vom Meteorologen G. Hellmann im Jahre 1886). Die Stationen des DWD's mit automatischen Niederschlagsmessungen verwenden als Messgeräte Ombrometer, die seit dem Jahr 2007 durch Pluviometer der Firma Ott umgerüstet werden. Anhand von Niederschlagsregistrierungen können die Dauer des Niederschlages und seine Intensitäten bestimmt werden. Dabei bezeichnet man Niederschlag, der eine Intensität $< 0,5 \text{ mm / h}$ aufweist als leicht. Bei mittlerem Niederschlag liegt die Intensität zwischen $0,5$ und $4,0 \text{ mm / h}$ und starker Niederschlag hat eine Intensität von mindestens $4,1 \text{ mm / h}$ (DWD, VuB 3). Die Niederschlagshöhe wird bis auf $0,1 \text{ mm}$ genau bestimmt. Der 24-stündige Niederschlag wird um 05:50 UTC an den Stationen ermittelt und im Beobachtungsbuch erfolgt die Verschlüsselung zu 06 UTC.

3.3.3 Fehlerquellen bei der konventionellen Messung

Bei allen Methoden zur Niederschlagsmessung mit konventionellen Methoden gibt es systematische Fehler. Zum einen sind das Fehler am Messgerät selbst, zum Beispiel durch Verstopfung des Trichters, und zum anderen entstehen Fehler bei der Durchführung der Messung, wie zum Beispiel durch das Schütteln der Sammelkanne, wodurch an der Innenwand in der Sammelkanne das Niederschlagswasser, besonders bei geringen Mengen, haften bleibt. Die größten Fehlerquellen (Abb. 3.3) sind jedoch Windfelddeformationen über dem Auffangtrichter, Verdunstungsverluste, Haftwasserverluste, Spritzwasserverluste und Schneeverwehungen an der Niederschlagsstation. Die Variation des Fehlers hängt somit vom Niederschlagstyp und der Jahreszeit ab. Bei feuchtem, kühlem und bedecktem Wetter ist der mittlere Fehler kleiner als bei warmen, trockenen und wechselnd bewölkten Bedingungen. Fehler, die durch Wind entstehen, sind schwer korrigierbar, da Messungen der Windgeschwindigkeit in Aufstellhöhe des Regenmessers vorhanden sein müssten.

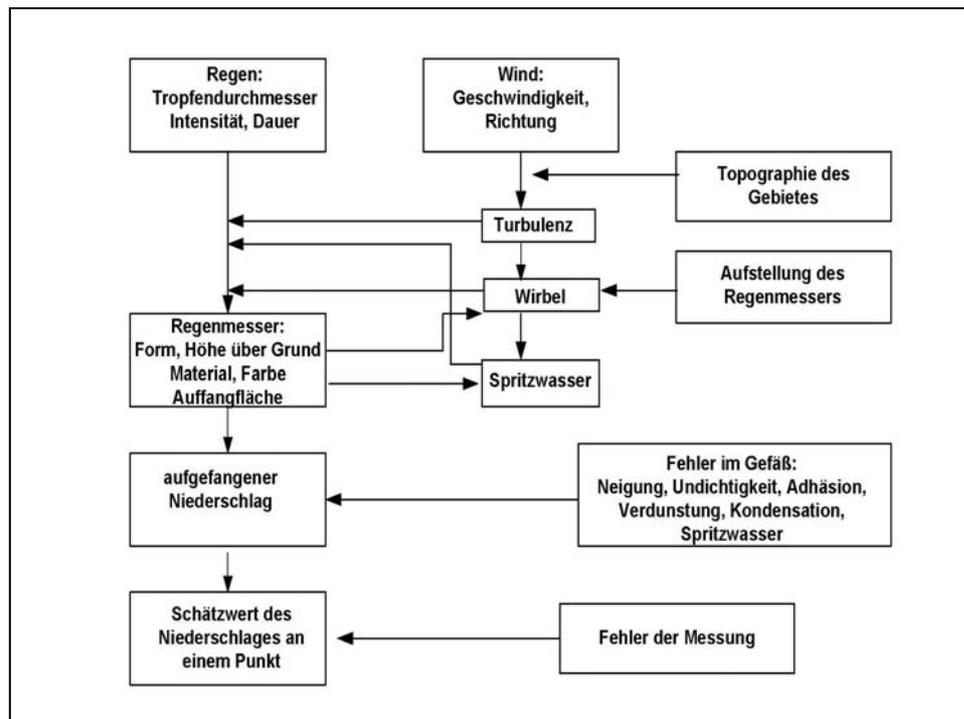


Abb. 3.3: Schematische Darstellung der Fehlerquellen beim Niederschlag (nach J. C. Rodda 1968, aus F. Wilhelm, 1975)

Grundsätzlich ist der Fehler bei "flüssig" Niederschlag geringer als bei festem Niederschlag auch hängt dieser Fehler von der Tropfengröße ab, da kleinere Tropfen leichter verweht werden. Die Fehler durch Windverwehung liegen im Winter bei "flüssig" Niederschlag im Mittel bei $(12,3 \pm 3,1) \%$, im Sommer bei $(5,6 \pm 1,7) \%$ und Schnee hat eine Fehlerrate von 45-70 % am real gefallenden Anteil. Somit unterliegen diese Fehler einem Jahresgang. Zusätzlich hängt die Benetzung vom gefallenem Niederschlag ab. Bei einem Niederschlagsereignis bis 0.5 mm beträgt der Fehler 50 %, ab 3 mm wird von einem 100 % Fehler ausgegangen. Weitere Fehler entstehen durch Benetzungsverdunstung (5 bis 10 %) und Verdunstung aus der Sammelkanne (1 bis 3 %). Der größte Verlust kommt bei vollständiger Benetzung vor und hängt davon ab, ob zwischen zwei Niederschlagsereignissen eine vollständige Abtrocknung an der Trichterwand stattgefunden hat. Ein mittlerer Fehler ergibt sich aus Benetzung und Verdunstung von insgesamt 0,22 mm pro Tag mit einer Streuung von 0,08 mm (Sevruk, 1985, Dyck & Peschke, 1995).

Richter (1995) gibt in seiner Arbeit vieljährige Mittelwerte des gesamten Messfehlers eines Hellmann-Regenmessers für geschützt gelegene Stationen und nach Niederschlagsart gewichtet mit 11,6 % Windfehler und 5,1 % Benetzungs- und Verdunstungsfehler für den Monat Januar an. Diese äußeren Bedingungen an jeder Station verursachen unterschiedliche Fehler, so dass eine einheitliche Korrektur für alle Stationen kaum zu berechnen ist. Zur rechnerischen Korrektur des Niederschlagsmessfehlers gibt es verschiedene Verfahren, die unter anderem regionale Fehlerabhängigkeiten für Deutschland berücksichtigen, es wurde jedoch keine Topographieabhängigkeit gefunden (Richter, 1995). In den meisten Fällen wird der Niederschlag unterschätzt; der Absolutfehler ist groß bei starkem Niederschlag und hohen Windgeschwindigkeiten (Nystuen, 1999). Die Niederschlagsdaten, die für diese Arbeit verwendet wurden, sind vom Deutschen Wetterdienst nur qualitätsgeprüft. So wurden die Daten auf ihre Verlässlichkeit und das Eintreten eines Niederschlagsereignisses geprüft, jedoch nicht rechnerisch korrigiert, so dass eine mittlere Fehlerannahme mit 16,7 % bestehen bleibt (Richter, 1995). Eine unvermeidbare Fehlerquelle des konvektiven Niederschlages ist seine hohe räumliche Variabilität auf kurzen Zeitskalen sowie die konkrete Lage individueller Niederschlagszellen. Dieser Niederschlag kann vom Messnetz nicht vollständig erfasst werden, insbesondere Spitzenwerte können nur dann registriert werden, wenn sie genau an einer Station auftreten (Fuchs et al., 2001). Eine Angabe der Niederschlagsmenge zwischen den Beobachtungsstationen fehlt daher und das heutige Bodenmessnetz kann niemals auf allen Skalen in ausreichendem Maße die gefallene Niederschlagsmenge angeben.

Der Tagesgang des Niederschlages – Ein Beispiel Berlin-Dahlem im Jahr 2004

Eine Niederschlagsstation, die eine Punktmessung darstellt ist stark beeinflusst von der konkreten Lage individueller Niederschlagszellen. In diesem Zusammenhang ist zu bemerken, dass eines der dichtesten Niederschlagsmessnetze schon seit fast einem halben Jahrhundert in Berlin (West) existiert und sich über ein Areal von ca. 500 km² erstreckt. So werden zum Beispiel die Berliner Niederschlagsdaten der Dahlemer Station seit 1908 (52.32 N, 13.25 E) täglich einer Qualitätskontrolle unterzogen und sorgfältig korrigiert (Zimmermann, FU-Berlin, persönliche Mitteilung).

Die Abbildung 3.4 zeigt für das Jahr 2004 den Tagesgang des Niederschlages an der Station Berlin-Dahlem unterteilt in den stratiformen und konvektiven Anteil. Die starken Veränderlichkeiten des Niederschlages in einem Jahr charakterisieren hier den Tagesgang. Das Maximum des konvektiven Niederschlages zum Abend ist auf zwei Niederschlagsereignisse zurückzuführen: Am Abend des 18. Juli zwischen 21 und 22 Uhr wurden 7,9 mm und am 20. Juli 2004 zwischen 20 und 21 Uhr 15,3 mm gemessen. Hier zeigt sich, dass bereits einzelne starke Niederschlagsereignisse, den Tagesgang prägen, welche statisch nicht signifikant sind. An diesem Beispiel sollte einmal gezeigt werden, wie variabel die Niederschlagsmenge am Tag ist.

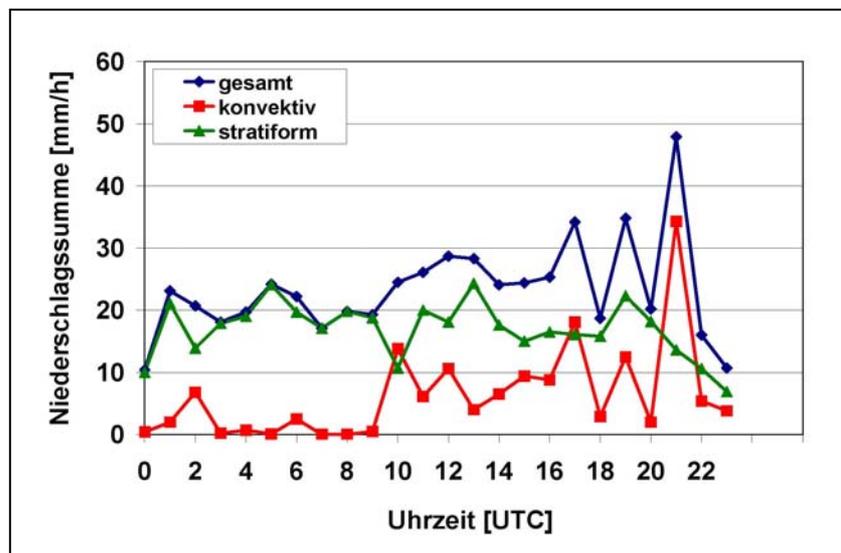


Abb. 3.4: Mittlere tägliche Niederschlagssumme an der Station Berlin-Dahlem im Jahr 2004.

3.4 Wolken

Die verschiedenen Wolkengattungen werden in der vorliegenden Arbeit zum einen zur Validierung von Meteosat-Daten und zum anderen für die Erstellung der hochaufgelösten Niederschlagsanalyse der FUB getrennt in einen konvektiven und stratiformen Anteil verwendet. Dabei geben bereits Wolkengattungen in Verbindung mit Niederschlag verwertbare Hinweise für die Identifikation der Niederschlagsart.

Die verschiedenen Kondensationsprodukte und Prozesse geben den Wolken ein unterschiedliches Aussehen, deshalb erfolgte die Wolkenklassifizierung bereits im Jahr 1803 (Howard, 1803) nach morphologischen Gesichtspunkten (Abb. 3.5). Howard unterschied dabei folgende Wolkenarten: Cumulus, Stratus, Cirrus und Nimbus. 1896 wurde der erste Wolkenatlas nach Howards Wolkeneinteilung veröffentlicht. Schereschewsky und Wehrle (1923) teilten die Wolken durch eine Gruppierung in Wolkenfamilien ein. Diese Einteilung findet heute als synoptischer Wolkenschlüssel Anwendung, der im Internationalen Wolkenatlas der WMO zusammengestellt ist.

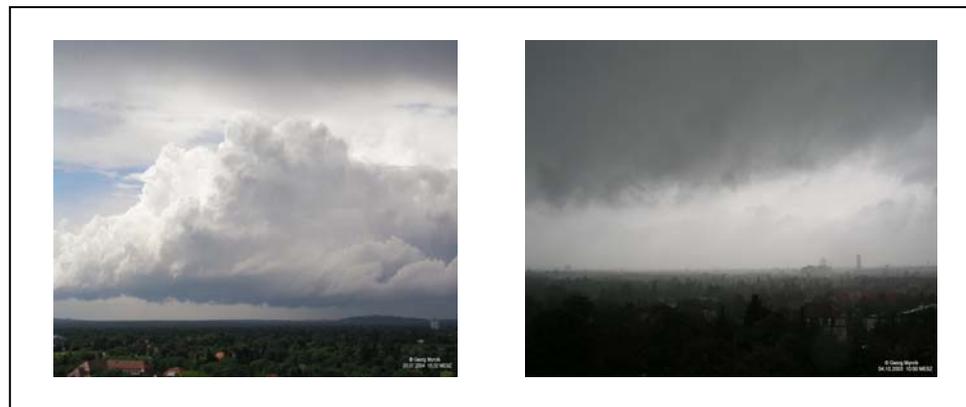


Abb. 3.5: links: Cumulonimbus calvus, rechts: Stratus fractus (Foto:G. Myrcik, FU-Berlin)

Kondensationswolken sind Wasserwolken (Stratus, Stratocumulus, Cumulus und Altocumulus) mit mehr oder weniger starker Vertikalbewegung, die sich über viele Größen- und Zeitskalen erstrecken und eine Temperatur oberhalb von etwa -10 °C aufweisen. Die gefundenen Wassergehalte sind sehr unterschiedlich, generell treten die höchsten Werte (0.2g/m^3) im oberen Teil der Wolkenschicht auf (Clothiaux et al., 1995). Die Niederschlagsformen, die aus Wasserwolken austreten, sind Sprühregen sowie unterkühlter Sprühregen (Stratus nebulosus). Bei einem Cumulus congestus maritimer Art tritt in den mittleren Breiten ein schwacher Regenschauer auf.

Mischwolken enthalten Wassertröpfchen und Eiskristalle. Die Anzahl der Wolkenpartikel pro m^3 ist geringer als in reinen Wasserwolken, jedoch größer als in Eiswolken und am höchsten im Cumulonimbus mit starker Vertikalbewegung. Zu den Mischwolken zählen der Nimbostratus, der Altostratus und der Cumulonimbus. Der Niederschlag aus einem Cumulonimbus (auch Schnee, Reifgraupel, Frostgraupel und Hagel) ist räumlich und zeitlich begrenzt und kann starke Intensitätsschwankungen aufweisen. Der Nimbostratus weist typischerweise Temperaturen deutlich unter dem Gefrierpunkt auf. Aus dem Nimbostratus und Altostratus können Regen, Schnee, unterkühlter Regen und Eiskörner fallen, dieser Niederschlag kann räumlich und zeitlich ausgedehnt sein und weist kaum stärkere Intensitätsschwankungen auf.

Grundsätzlich unterteilen sich konvektive Wolken in:

- die flachen Schönwettercumuli Cumulus humilis (Cu hum) sowie Cumulus mediocris (Cu med), die keinen Niederschlag bringen,
- und die hochreichenden Haufenwolken Cumulus congestus (Cu con) oder Cumulonimbus (Cb), die Schauer oder Gewitter verursachen können.

Konvektive Wolken können sich über viele Größen- und Zeitskalen erstrecken und bis zu einem mesoskaligen System anwachsen, wobei die Lebensdauer von der Mächtigkeit der Wolke abhängt und eine einzelne Zelle durchaus nur ca. 30 bis 45 Minuten existieren kann. Die Strömung innerhalb einer konvektiven Wolke ist höher als bei stratiformen Wolken. Eine Cumuluswolke kann eine Vertikalgeschwindigkeiten von ca. 3 m/s erreichen, die auf bis zu 80 m/s bei einem Cumulonimbus ansteigen kann (Chaboureau et al., 2006). In stratiformer Bewölkung betragen die Vertikalgeschwindigkeiten bis zu 0,8 m/s (Moeng und Schumann, 1991). Cumuluswolken zeigen zeitlich rasch fortschreitende Entwicklungsvorgänge in ihrem Aussehen, was auf den turbulenten Bewegungen in einer konvektiven Wolke beruht. Stratus-Bewölkung zum Beispiel wechselt nur langsam ihr Aussehen. Besonders in den Sommermonaten bilden sich in den späten Nachmittags- und Abendstunden häufig Cumulonimbuswolken. Der Niederschlag ist dabei lokal begrenzt und neben diesen Gewitterzellen gibt es oft auch Multizellen sowie Superzellen und Frontgewitter, deren horizontale Ausdehnung wesentlich größer sein kann und die auch eine längere Lebensdauer aufweisen (Jaeneke, 1995). Aufgrund der Mechanismen der Niederschlagsentstehung besteht eine Beziehung zwischen der maximalen Niederschlagshöhe, der Andauerzeit und der räumlichen Ausdehnung des betroffenen Gebietes. Vereinfacht kann man

annehmen, dass, je länger ein extremer Niederschlag andauert, desto größer auch das betroffene Gebiet ist. Hierbei spielen aber verschiedene Faktoren eine große Rolle, zunächst generell die regionalen orographischen und klimatischen Bedingungen und dann im Einzelfall auch noch die Wetterlage.

3.4.1 Wolkenbeobachtung an Stationen

An jeder mit Personal besetzten Beobachtungsstation werden sowohl der einzelne Wolkentyp (Abb. 3.6) als auch der Bedeckungsgrad und die Wolkenuntergrenze zum Beobachtungstermin bestimmt. Die Exaktheit dieser Beobachtungen hängt dabei wesentlich von der Erfahrung des Beobachters ab. Dabei wird unterschieden zwischen Bewölkung und Wolken. Eine Wolke kann konkret beschrieben und klassifiziert werden, während der Begriff Bewölkung den Bedeckungsgrad der Wolken sowie deren Mächtigkeit wiedergibt. Die Wolkengattungen muss der Beobachter verschlüsselt (basierend auf einer Skala von 1 bis 9) in das Beobachtungsbuch eintragen. Die Tabelle 3.2 gibt die Schlüsselzahlen und die dazugehörige Wolkenart der tiefen (C_L) und der mittelhohen (C_M) an (DWD, VuB 3). Da die hohen Wolken keinerlei Niederschlag bringen, werden diese hier nicht angegeben.

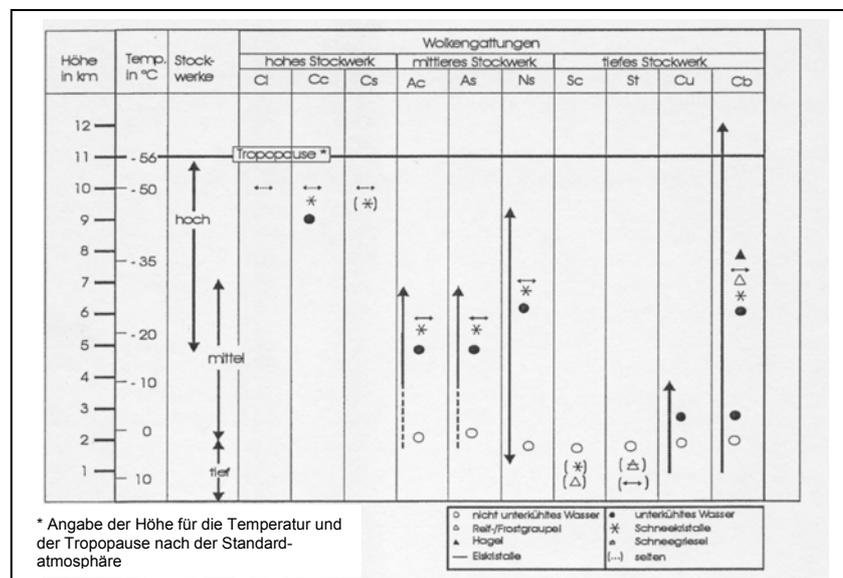


Abb. 3.6: Wolken in der Troposphäre: Stratus (St), Stratocumulus (Sc), Nimbostratus (Ns); Altocumulus (Ac), Altostratus (As); Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs), Cirrocumulus (Cc); Cumulus (Cu) und Cumulonimbus (Cb). Die senkrechten Pfeile geben die verschiedenen Höhenlagen der Wolkengattung an, die sowohl mit der Jahreszeit als auch mit der Wetterlage schwanken können (DWD, VuB 2).

| Tabelle 3.2: Schlüsselzahl und zugehörige Wolkengattung der tiefen und mittelhohen Wolken | | |
|---|---|---|
| Schlüsselzahl | Gattung der tiefen Wolken (C _L) | Gattung der mittelhohen Wolken (C _M) |
| 1 | Cumulus humilis oder cumulus fractus (aber keine Schlechtwetterwolke) oder beide | Altostratus translucidus |
| 2 | Cumulus mediocris oder congestus mit oder ohne Cumulus der Art fractus oder humilis bzw. mit oder ohne Stratocumulus; sämtliche Untergrenzen in gleicher Höhe | Altostratus opacus oder Nimbostratus |
| 3 | Cumulonimbus calvus mit oder ohne Cumulus, Stratocumulus oder Stratus | Altostratus translucidus durchweg in einer einzigen Höhe |
| 4 | Stratocumulus cumulogenitus | Bänke von Altostratus translucidus, die sich fortwährender Veränderungen befinden und in einer oder mehreren Höhen auftreten |
| 5 | Stratocumulus, aber kein Stratocumulus cumulogenitus | Altostratus translucidus in Banden oder eine oder mehrere Schichten von Altostratus translucidus oder opacus, die fortschreitend den Himmel überziehen; im allgemeinen nehmen diese Altostratus Wolken in ihrer Gesamtheit an Mächtigkeit zu. |
| 6 | Stratus nebulosus oder Stratus fractus (aber keine Schlechtwetterwolke) oder beide | Altostratus cumulogenitus (oder cumulonimbogenitus) |
| 7 | Schlechtwetter Stratus fractus oder Schlechtwetter Cumulusfractus oder beide (Pannus); gewöhnlich unterhalb von Altostratus oder Nimbostratus | Altostratus translucidus oder opacus in zwei oder mehreren Schichten oder Altostratus opacus in einer einzigen Schicht, den Himmel nicht fortschreitend überziehend oder Altostratus zusammen mit Altostratus oder Nimbostratus |
| 8 | Cumulus und Stratocumulus, aber kein Stratocumulus cumulogenitus; Untergrenze in verschiedenen Höhen | Altostratus castellanus oder floccus |
| 9 | Cumulonimbus capillatus (häufig mit Amboß) mit oder ohne Cumulonimbus calvus, Cumulus, Stratocumulus, Stratus oder Pannus | Altostratus eines chaotisch aussehenden Himmels, im allgemeinen in verschiedenen Höhen |

3.5 Angaben zum ‚Wetterzustand‘ (ww)

Die Festlegung für konvektive und stratiforme Niederschlagsereignisse bezüglich der Wolkentypen orientiert sich auch an der Definition der Wettermeldungen. Zur Überprüfung der Wolkentypen und des Wetterzustands in konvektiv und stratiform wird in einer Vorstudie das ‚kleine‘ ww (Wetterzustand) in Verbindung mit Wolken und Niederschlag ausgewertet. Dazu wurden 22 Wettermeldungen für den konvektiven (Tab. 3.3) und 30 Wettermeldungen für den stratiformen Niederschlag (Tab. 3.4) benutzt.

Der Wetterzustand ist keine messbare Größe, sondern gibt eine signifikante, meteorologisch bedeutsame Wettererscheinung an und ist ein wichtiger Bestandteil der Beobachtung (VuB 3, Teil 9). Der Beobachter muss im ‚unmittelbaren Gesichtskreis‘ von ≤ 5 km den Wetterzustand bestimmen. Dabei wird das ‚Wetter zur Zeit der Beobachtung an der Station oder in der letzten Stunde vor der tatsächlichen Beobachtungszeit‘ verwendet. Der Begriff ‚zur Zeit der Beobachtung‘ bedeutet, dass das Ereignis 10 Minuten vor dem Termin, d.h. zur tatsächlichen Beobachtungszeit noch andauert, was noch einmal vor der tatsächlichen Beobachtungszeit überprüft werden muss.

Der Wetterzustand wird durch Zahlen verschlüsselt, zum Beispiel Sprühregen durch die Ziffern 50-55. Sprühregen ist ein Koaleszenz-Niederschlag und fällt aus vertikal relativ mächtigen, dichten Stratuswolken. Die Verschlüsselung 58 und 59 bedeutet Sprühregen und Regen gemeinsam, wobei der Regen als Schmelzprodukt des Schnees aus einer mittelhohen Altostratus/Nimbostratus-Wolke stammt, wohingegen sich Sprühregen aus einer Stratuswolke oder im Wasserwolkenbereich des Nimbostratus durch Koaleszenz bildet. Regen als Aufgleitniederschlag, der großflächig und länger anhaltend auftritt, wird generell mit den Ziffern 60-65 verschlüsselt. Der Schnee als stratiformer Niederschlag wird in der siebziger Gruppe verschlüsselt (70-75) und ist ein Aufgleitniederschlag, der sich in den Mischwolken Altostratus und Nimbostratus durch Aggregation von Schneesternchen bildet. Regenschauer (80-82) fallen aus einer Cumulus congestus oder Cumulonimbuswolke und stellen immer das Schmelzprodukt fester Niederschlagsformen dar. Gewitter mit Niederschlag an der Station wird mit 95-99 verschlüsselt.

| Tabelle 3.3: Die in dieser Arbeit verwendeten konvektiven Wettermeldungen (DWD, VuB 3). | | |
|---|-------------|------------------|
| Wetter | ww | Niederschlagstyp |
| Innerhalb der letzten Stunde trat an der Station ein Regenschauer oder Schneeschauer auf. | 25,26 | konvektiv |
| Gewitter mit oder ohne Niederschlag, während der letzten Stunde an der Station. Wurde der letzte Donner vor mehr als 10 Min. vor der Beobachtungszeit gehört und fällt zum Zeitpunkt Niederschlag an der Station, so ist die passende Schlüsselzahl 91 bis 94 zu geben. | 29 | konvektiv |
| Schauer zur Zeit der Beobachtung an der Station. Für die Intensitäten 'mäßig' und 'stark' der jeweiligen Niederschlagsart steht nur eine Schlüsselzahl zur Verfügung. Eine Ausnahme bildet ww=82, sehr starker Regenschauer. | 80-90 | konvektiv |
| Niederschlag zur Zeit der Beobachtung an der Station, Gewitter während der letzten Stunde. Für die richtige Auswahl sind Art und Intensität des Niederschlages ausschlaggebend. | 91-94 | konvektiv |
| Gewitter oder Ferngewitter mit Niederschlag zur Zeit der Beobachtung an der Station. Für die richtige Auswahl sind Art und Intensität des Niederschlages ausschlaggebend. | 95-97 99 | konvektiv |

| Tabelle 3.4: Die in dieser Arbeit verwendeten stratiformen Wettermeldungen (DWD, VuB 3). | | |
|--|-------|------------------|
| Wetter | ww | Niederschlagstyp |
| Sprühregen, Schneegriesel während der letzten Stunde an der Station | 20 | stratiform |
| Regen, nicht schauerartig (Aufgleitniederschlag) oder einzelne Regentropfen in der letzten Stunde | 21 | stratiform |
| Nach Beendigung von Schneefall (nicht schauerartig) | 22 | stratiform |
| Schneereggen (nicht schauerartig) | 23 | stratiform |
| Gefrierender Regen oder Sprühregen, während der letzten Stunde an der Station | 24 | stratiform |
| Sprühregen mit (gerade Schlüsselzahlen) und Sprühregen ohne Unterbrechungen unter Berücksichtigung der Intensitäten | 50-55 | stratiform |
| Sprühregen und Regen leichter (ww=58), mäßiger oder starker Intensität (ww=59) gleichzeitig fallend. Bei Auftreten dieser Erscheinung während der letzten Stunde ist ww=21 zu verschlüsseln. | 58-59 | stratiform |
| Regen, nicht in Schauerform, mit (gerade Schlüsselzahlen) und ohne Unterbrechungen (ungerade Schlüsselzahl) mit Berücksichtigung der Intensitäten Die Schlüsselzahl ww=60 hat die Bedeutung, dass vereinzelt Regentropfen beobachtet werden. | 60-65 | stratiform |
| Gefrierender Regen, leichter ww=66, mäßiger oder starker Intensität (ww=67). Der Regen führt am Boden sofort zu Glatteis. Bei Auftreten dieser Erscheinung während der letzten Stunde ist ww=24 zu verschlüsseln. | 66-67 | stratiform |
| Regen oder Schneefall gleichzeitig nicht in Schauerform, leichter (ww=68), mäßiger oder starker Intensität (ww=69). Bei Auftreten während der letzten Stunde ist ww=23 zu verschlüsseln. | 68-69 | stratiform |
| Schneefall, nicht in Schauerform, mit (gerade Schlüsselzahl) und ohne Unterbrechungen (ungerade Schlüsselzahl) unter Berücksichtigung der Intensitäten. | 70-75 | stratiform |
| Schneegriesel, kann nur gemeldet werden, wenn die Niederschlagsart zur Zeit der Beobachtung an der Station in reiner Form zur beobachten ist. | 77 | stratiform |

3.6 Datenbasis für die Trennung des Niederschlags in einen konvektiven und stratiformen Anteil

Als synoptische Datenbasis für die normierte Niederschlagshäufigkeit werden primär die Meldungen über das aktuelle Wetter (Schlüssel ‚ww‘), der Wolken und der Niederschlagsmessung vom routinemäßigen Beobachtungsnetz des DWD von 1992 bis 2004 für Mitteleuropa (Abb. 3.2) herangezogen. Neben technischen Problemen sind Beobachtungsdaten auch durch die subjektive Wahrnehmung des Beobachters beeinflusst, was Fehler mit sich bringt, auf die in dieser Arbeit nicht weiter eingegangen wird. Ausgewertet wurden insgesamt in einem 13-jährigen Zeitraum die Daten von 978 Beobachtungsstationen, wobei zur Auswertung nur die Daten herangezogen wurden, die auch Niederschlag gemeldet haben. Nach einer sorgfältigen Prüfung der Daten ergaben sich viele Unstimmigkeiten im Datensatz. Zum Beispiel stimmten die konvektiven Wolkenbeobachtungen nicht mit der Wettermeldung (ww) überein, oder es wurde Niederschlag gemessen, aber keine Wolken beobachtet und die Meldung des Wetterzustands ergab auch keinen Niederschlag. Der Fehleranteil am gesamten Datensatz beträgt 17,9 %, so dass von diesen Daten noch 82,1 % weiterverwendet werden konnten. Ein Teil dieser Ergebnisse wurde in Langer et al. (2008) veröffentlicht.

Die indirekte Niederschlagsschätzung aus Wolkentypen setzt bereits die Kenntnis voraus, welche Menge aus welchen Wolkentypen ausregnet. In der Abbildung 3.7 sind die verwendeten Wolkengattungen zusammengefasst, die im Zusammenhang mit einem konvektiven bzw. stratiformen Niederschlagsereignis auftreten. Da die Wolken der verschiedenen Gattungen oftmals ähnliche Strukturen aufweisen, werden einzelne Wolkengattungen des WMO-Schlüssels zu einer Wolkengruppe zusammengefasst.

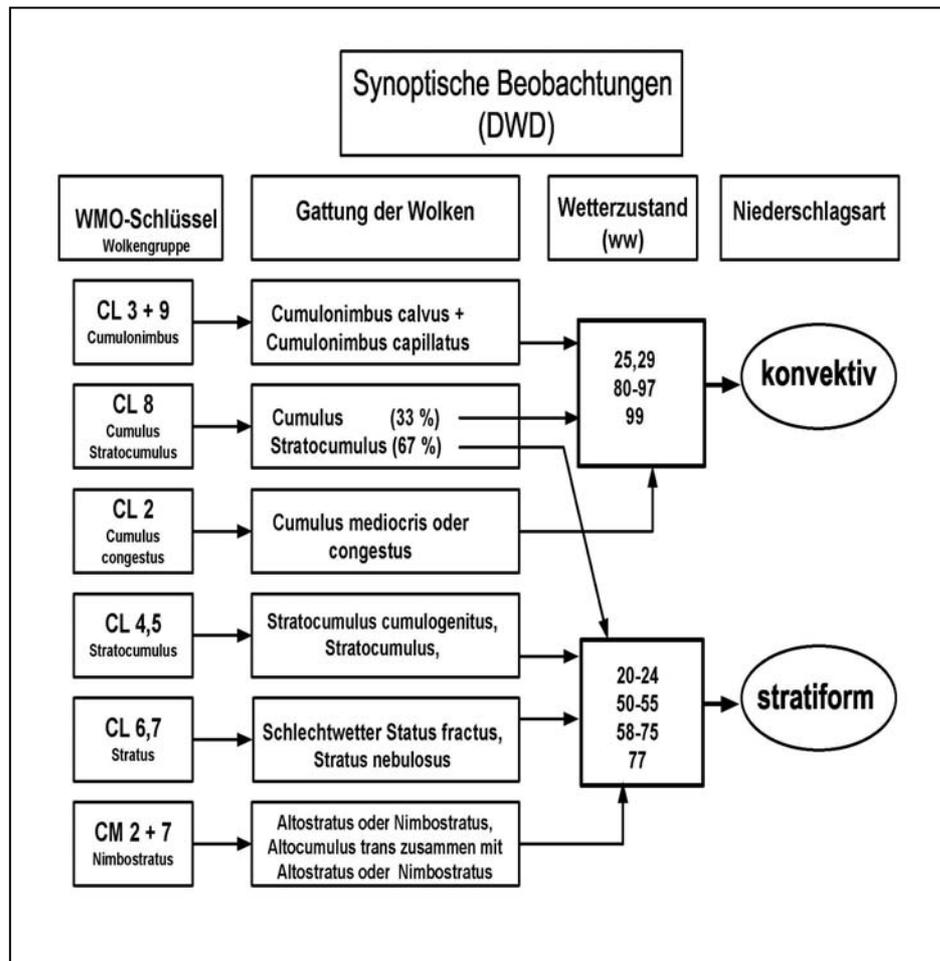


Abb. 3.7: Ablaufdiagramm zur Trennung des Niederschlages in einen konvektiven und stratiformen Anteil.

Für den konvektiven Niederschlag wurden die tiefen Wolken der Gattung *Cumulonimbus calvus* (C_L 3) und *Cumulonimbus capillatus* (C_L 9) zu einer *Cumulonimbus-Wolkengruppe* zusammengefasst. Dagegen wurde die Gattung der tiefen Wolke 8 (C_L 8, ‚Cumulus und Stratocumulus‘) aufgeteilt, da aus dieser WMO-Wolke zu 33 % konvektiver und zu 67 % stratiformer Niederschlag fällt (Langer, 2008).

Generell fällt aus dem *Stratocumulus* (C_L 5) und dem *Stratus nebulosus* (C_L 6) stratiformer Niederschlag, die zusammen eine *Stratocumulus-Wolkengruppe* bilden. Die mittelhohen niederschlagsgebenden Wolken, der *Altostratus opacus* oder *Nimbostratus* (C_M 2) und der ‚*Altocumulus translucidus* oder *opacus* in zwei oder mehreren Schichten oder *Altocumulus opacus* in einer einzigen Schicht, den Himmel nicht fortschreitend überziehend, oder *Altocumulus* zusammen mit *Altostratus* oder *Nimbostratus*‘ (C_M 7) werden zu einer *Nimbostratus-Wolkengruppe* zusammengefasst.

3.7 Das Lokal - Modell – der Niederschlag

Im folgenden Abschnitt wird kurz der skalige und der konvektive Modell-Niederschlag des LM vorgestellt (Doms und Schättler, 1999, Doms et al, 2002, Adrian und Frühwald, 2002, Steppeler et al., 2003). Diese Niederschlagsanteile werden im weiteren Verlauf der Arbeit mit dem neuartigen, zeitlich und räumlich hoch-aufgelösten konvektiven und stratiformen Niederschlagsdatensatz der FUB für Deutschland verglichen. Der Vereinfachung wird der skalige Modell-Niederschlag als stratiform (Kap.6) bezeichnet.

In dieser Arbeit wird das Akronym LM verwendet, da auch die Modellversion vom Jahr 2004 diese Bezeichnung trug. Das LM ist das erste bei einem Wetterdienst eingesetzte nicht-hydrostatische Regionalmodell mit einer horizontalen Auflösung von 7 km und 35 vertikalen Schichten für die Wettervorhersage in Europa und wurde von 1999 bis 2005 im operationellen Betrieb genutzt. Anschließend wurde das LM durch das LME (gebietserweiterte Version des LM, Steppeler et al., 2003) ersetzt und trägt nun den Namen COSMO-EU. Das LM ist ein Ausschnittmodell und damit auf die Bereitstellung von räumlich und zeitlich hinreichend hochaufgelösten Randbedingungen angewiesen. Diese Randbedingungen werden durch das globale Modell GME geliefert und einmal pro Stunde dem LM vorgegeben. Das Lokal-Modell verwendet rotierte Koordinaten in den horizontalen Raumrichtungen, die aus den geographischen Koordinaten durch eine Verschiebung des Nordpols hervorgehen. Das Koordinatensystem wird dabei so gedreht, dass die Pole des gedrehten Systems immer außerhalb des Modellgebietes liegen. Der Koordinaten-Nordpol des neuen rotierten Systems liegt im Pazifik bei 170° W und 32.5° N. Rotierte sphärische Koordinaten sind für Modelle sehr flexibel und rechenökonomisch, haben allerdings den Nachteil, dass die Felder für die graphische Darstellung in die polarstereographische Projektion transformiert werden müssen. Das gesamte LM-Modellgebiet hat eine Größe von 325 x 325 Gitterpunkten. Im täglichen Routineeinsatz des LM wird zwischen dem Datenassimilationszyklus und dem Vorhersagemodus unterscheiden. Der Anfangszustand der LM-Vorhersagen wird im Rahmen der kontinuierlichen Datenassimilation mittels einer sogenannten Nudging-Analyse bestimmt. Dreimal am Tag werden für die Wettervorhersage 48-stündige Modellrechnungen durchgeführt und zwar ausgehend von den Analysen für 00, 12 und 18 UTC (Abbildung 3.8). Beim LM fließen die Beobachtungen kontinuierlich zum jeweiligen Gültigkeitstermin in die Analyse ein. Dabei wird das Abbild der Atmosphäre auch als Analyse bezeichnet, welche nicht nur die Beobachtungen des aktuellen Termins widerspiegelt, sondern auch die zeitlich zurückliegenden Messwerte, die bereits zuvor in das Modell assimiliert wurden.

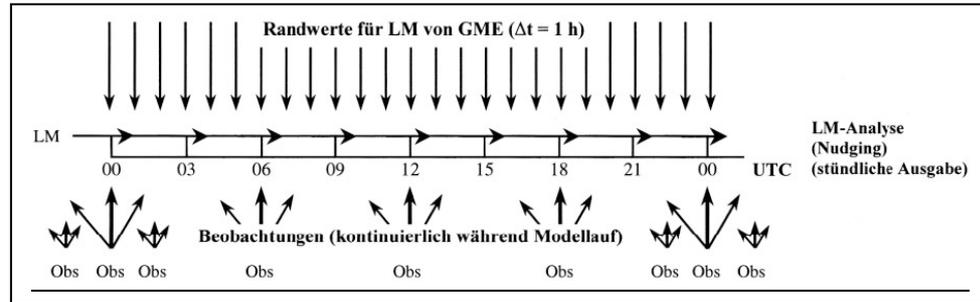


Abb. 3.8: Schematische Darstellung der Datenassimilation für das LM (Wergen und Buchhold, 2002).

Zur Verifikation (Kap. 6) des LM-Niederschlags werden die stündlichen Niederschlagsvorhersagen der Felder von 06-30 h des 00 UTC-Laufs herangezogen, wobei die ersten sechs Stunden als Modell-Spin-up gelten.

Der Niederschlag wird im Modell durch subskalige Kondensationsprozesse hervorgerufen. Die Erhöhung der Auflösung erfolgt je nach Modellversion durch schrittweise Verkleinerung der Gitterweiten bei gleichzeitiger Anpassung der Parametrisierungen. Die subskaligen Kondensationsprozesse sind dabei mit konvektiven Vorgängen verbunden. Bei der Konvektion besteht das Abgrenzungsproblem zwischen Parametrisierung und expliziter Simulation und bei einer operationellen Gitterweite von 7 km kann auf eine Konvektionsparametrisierung nicht verzichtet werden. Erst bei einer weiteren Verringerung der Gitterweite wie zum Beispiel beim COSMO-DE (ehemals Lokal-Modell Kurzzeitfrist (LMK)) von 2,8 km ist die Parametrisierung für hochreichende Konvektion abgeschaltet und das Modell muss hochreichende Konvektion direkt auflösen.

Das Lokal-Modell beruht auf den ungefilterten Eulerschen Gleichungen der Hydro-Thermodynamik. Durch den Verzicht auf die hydrostatische Approximation entfallen alle Einschränkungen bezüglich der Skalen und der atmosphärischen Bedingungen, auf die der dynamische Kern des Modells anwendbar ist. Die Turbulenz wird nach dem Ansatz von Mellor und Yamada (1974) parametrisiert. Dabei wird eine prognostische Gleichung für die turbulente kinetische Energie mit einer Schließung der Ordnung 2,5 verwendet. Skalige Niederschläge werden durch eine Bulk-Formulierung parametrisiert und die Konvektionsparametrisierung erfolgt durch ein Massenflussverfahren nach Tiedtke (1989).

3.7.1 Konvektion

Konvektion reicht von sehr kleinräumigen Prozessen über hochreichende Cumulonimbus-Konvektion bis hin zu mesoskalig organisierten konvektiven Systemen. Dabei werden bei einer Auflösung von 7 km mesoskalige Organisationsformen explizit aufgelöst, einzelne Cumulonimben aber nicht. Um den Einfluss der Konvektion im Modell zu berücksichtigen, wird ein einfaches Wolkenmodell nach Yanai et al. (1973) angenommen. In der Wolke wird zwischen Updraft und Downdraft unterschieden, in dem das vertikale Temperatur- und Feuchteprofil einer Feuchtadiabate durch die Wolkenbasis entspricht. Die Konvektionsparametrisierung enthält keine parametrisierte Wolkenmikrophysik, wie sie bei den skaligen Kondensationsprozessen angewandt wird. Das Massenflussschema von Tiedtke (1989) ist die Basis für die Parametrisierung sowohl flacher als auch hochreichender Konvektion im Lokal-Modell. Dieses Massenflussverfahren versucht die wichtigsten Eigenschaften der Konvektion ‚fiktiv‘ für jede Gitterfläche nachzuvollziehen. Es kennt dabei drei verschiedene Formen der Konvektion: flache Konvektion, mittelhohe Konvektion und hochreichende Konvektion (Gewitterkonvektion). Wird Konvektion nicht durch Hebung der bodennahen Luft ausgelöst, so wird geprüft, ob in größerer Höhe konvektiv instabile Schichten existieren, eine aufwärtsgerichtete Vertikalgeschwindigkeit vorhanden ist und im jeweiligen Startniveau eine relative Feuchte von mehr als 90 % vorhanden ist. Erst wenn diese Bedingungen erfüllt werden, wird ein Massenfluss gerechnet. Der Startwert für den Massenfluss an der Wolkenbasis wird nach dem von Kuo (1965) vorgeschlagenen Schließungsbedingung bestimmt.

Die mittelhohe Konvektion startet in der mittleren Troposphäre und wird dort durch skalige Vertikalbewegungen ausgelöst. Für die Feuchtekonvektion berechnet das Modell definierte Wolkenunter- und -obergrenzen. Dabei ist auch ein „Overshooting“ möglich. Wie hoch die Konvektionswolke in jedem Modellzeitschritt reicht, hängt außer von der Schichtungsstabilität sowie horizontaler Konvergenz und Divergenz auch von der Feuchte und Temperatur ab. Die Temperatur der unteren Grenzschicht bestimmt, ob der auftreffende Niederschlag als konvektiver Regen oder Schnee zu interpretieren ist.

3.7.2 Skalige Kondensationsprozesse

Die Modellierung des skaligen Niederschlags und der damit verbundenen wolkenphysikalischen Umwandlungsprozesse beruht auf einer sogenannten Bulk-Formulierung nach Kessler (1969). Die Idee dieses Verfahrens besteht in der Annahme von möglichst wenigen zu berücksichtigenden atmosphärischen Wasser- und Eisklassen. Nur für jede dieser Klassen wird dann der zugehörige spezifische Wassergehalt direkt vorhergesagt, um die Zahl der benötigten Gleichungen und Rechenschritte zur Simulation des skaligen Niederschlags relativ klein zu halten. Die Form und Größenverteilung der Kondensateilchen muss jedoch vorgegeben werden. Die mikro-physikalischen Prozesse in Abhängigkeit von spezifischem Wassergehalt müssen parametrisiert werden.

Das beim LM verwendete Verfahren berücksichtigt neben dem Wasserdampf (q^v) als gasförmige Wasserphase folgende Kategorien von Hydrometeoren:

- Wolkenwasser (q^c) besteht aus kleinen, in der Luft suspendierten Tröpfchen mit einem Radius, der kleiner als $50 \mu\text{m}$ ist. Die Tröpfchen weisen keine nennenswerte Eigenbewegung relativ zur Luftströmung auf.
- Regenwasser (q^r) hat verhältnismäßig große Tropfen mit Radien zwischen 50 und $4000 \mu\text{m}$. Für das Spektrum der Regentropfen wird eine exponentielle Größenverteilung nach Marshall-Palmer angenommen, wobei die einzelnen Tropfen eine größenabhängige Fallgeschwindigkeit relativ zur Luft aufweisen.
- Schnee (q^s) umfasst große bereifte Eiskristalle sowie Aggregate von Kristallen, die intern als dünne Plättchen mit einer bestimmten Massen-Größen Relation behandelt werden. Die Schneepartikel weisen eine größenabhängige Fallgeschwindigkeit auf, und für ihre spektrale Verteilung wird eine exponentielle Gunn-Marshall-Verteilung vorausgesetzt (Doms et al., 2001).

Weitere Eiskategorien, wie Graupel und Hagel, werden von dem Schema nicht berücksichtigt. Die Bilanzgleichungen der spezifischen Wassergehalte für Wasserdampf, für Wolkenwasser, für Regen und für Schnee enthalten neben dem advektiven und turbulenten Transport eine Reihe von Termen, die den Prozess der Wolken- und Niederschlagsbildung beschreiben.

Dabei werden berücksichtigt:

- Kondensation und Verdunstung von Wolkenwasser,
- die primäre Bildung von Regenwasser und Schnee durch Autokonversion und Nukleation,
- das weitere Wachstum der Niederschlagsphasen Regen und Schnee durch Anwachsen,
- Bereifung,
- Deposition und Shedding,
- das Verdunsten von Regentropfen und die Sublimation von Schneekristallen,
- das Schmelzen von Schnee und das Gefrieren von Regentropfen sowie die
- vertikale Relativbewegung von Regen und Schnee mit den Niederschlagsflüssen aufgrund der Fallgeschwindigkeit der Partikel.

Bei der Lösung der Bilanzgleichungen für Regen und Schnee wird Stationarität sowie horizontale Homogenität von q^r und q^s im Advektionsterm vorausgesetzt. Das führt zu einem Gleichgewicht zwischen den Divergenzen der Niederschlagsflüsse von Regen (P_r) und von Schnee (P_s) mit den jeweiligen mikrophysikalischen Quellen und Senken und erlaubt eine diagnostische Bestimmung von P_r und P_s . Die diagnostische Behandlung führt zu großen Fehlern im Lee des Schwarzwaldes und bei Schnee. Bei hoher räumlicher Auflösung auch in anderen Modellversionen verliert diese Annahme ihre Gültigkeit, so dass q^r und q^s prognostisch behandelt werden müssen.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die im LM operationell eingesetzte Konvektionsparametrisierung auf zahlreichen Vereinfachungen beruht. Dabei werden Annahmen gemacht, die teilweise nicht zutreffen oder zumindest nicht im Detail bestätigt sind. Die Probleme des Lokal-Modells bei der Niederschlagsprognose unter konvektiven Bedingungen hängen zum Teil direkt mit der Konvektionsparametrisierung zusammen, und die Ergebnisse sind nicht befriedigend (Damrath, 2005). Ein weiterer Fehler kann aber in den angewendeten Schließungsbedingungen für den Massenfluss an der Wolkenbasis gesucht werden (Heise, 2002). Auch sind Defizite beim Niederschlag bekannt, so zum Beispiel große Fehler bei hohen Niederschlagsmengen, falscher Tagesgang der Konvektion (zu früh zu viel Niederschlag) und dass der Niederschlag zu flächig und zu unstrukturiert fällt (Renner, 2002, Kaufmann et al. 2003).