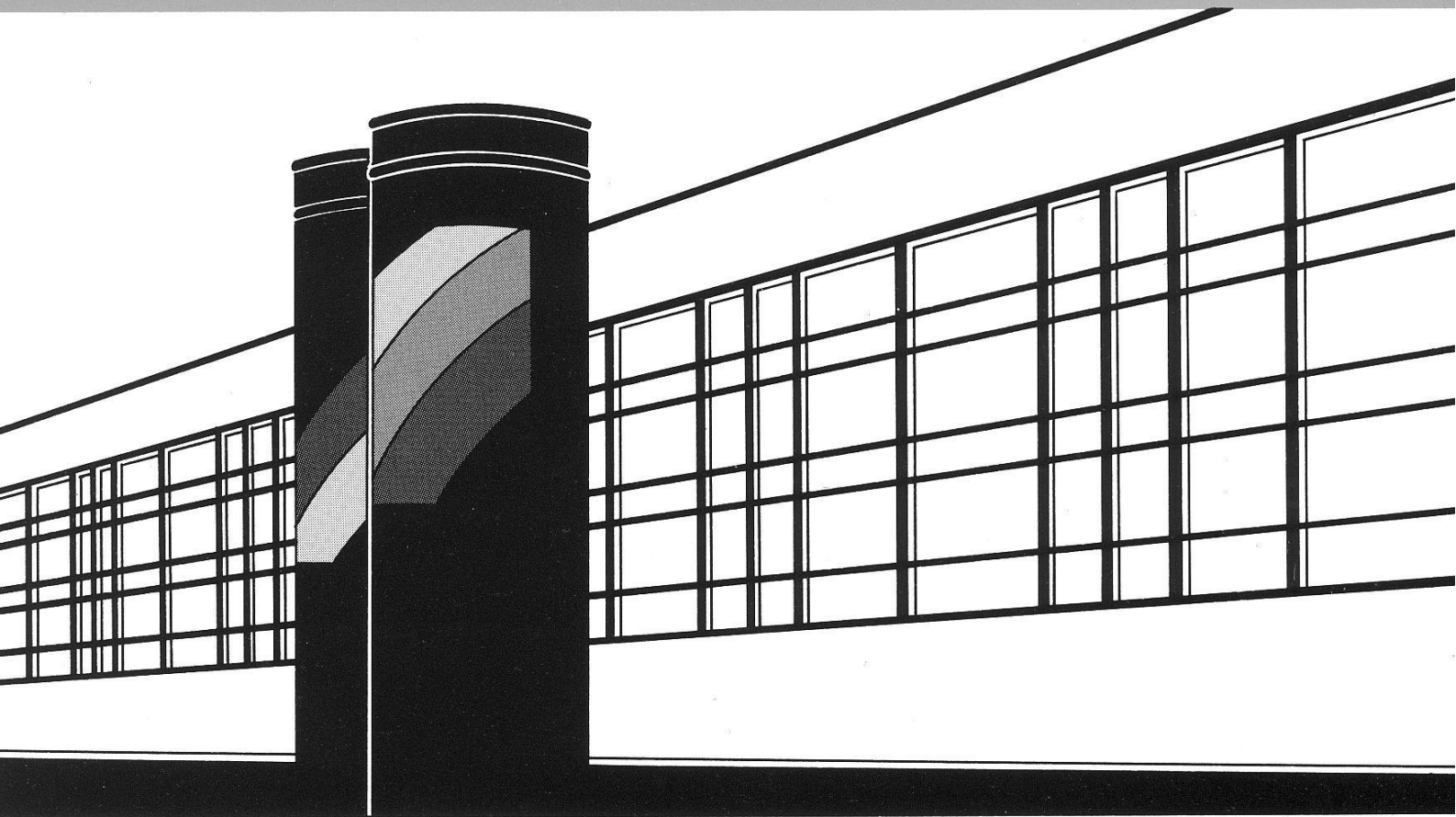


Institut für Wasserbau · Universität Stuttgart

Mitteilungen



Heft 160

Andreas Marx

Einsatz gekoppelter Modelle und
Wetterradar zur Abschätzung von
Niederschlagsintensitäten
und zur Abflussvorhersage

**Einsatz gekoppelter Modelle und Wetterradar zur
Abschätzung von Niederschlagsintensitäten und zur
Abflussvorhersage**

Von der Fakultät Bau- und Umweltingenieurwissenschaften der
Universität Stuttgart zur Erlangung der Würde eines
Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von
Andreas Marx
aus Merzig

Hauptberichter: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. habil. András Bárdossy
Mitberichter: Prof. Dr. rer. nat. habil. Wolfgang Seiler

Tag der mündlichen Prüfung: 06. Februar 2007

Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart
2007

Heft 160 Einsatz gekoppelter Modelle
und Wetterradar zur
Abschätzung von
Niederschlagsintensitäten und
zur Abflussvorhersage

von
Dr.-Ing.
Andreas Marx

D93 Einsatz gekoppelter Modelle und Wetterradar zur Abschätzung von Niederschlagsintensitäten und zur Abflussvorhersage

Titelaufnahme der Deutschen Bibliothek

Marx, Andreas:
Einsatz gekoppelter Modelle und Wetterradar zur Abschätzung von Niederschlagsintensitäten und zur Abflussvorhersage/ von Andreas Marx. Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart. Stuttgart: Inst. für Wasserbau, 2007

(Mitteilungen / Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart: H. 160)

Zugl.: Stuttgart, Univ., Diss., 2007)

ISBN 3-933761-64-6

NE: Institut für Wasserbau <Stuttgart>: Mitteilungen

Gegen Vervielfältigung und Übersetzung bestehen keine Einwände, es wird lediglich um Quellenangabe gebeten.

Herausgegeben 2007 vom Eigenverlag des Instituts für Wasserbau
Druck: Sprint-Druck, Stuttgart

Danksagung

Mein besonderer Dank gilt *Herrn Dr. Harald Kunstmann*. Danke für die Idee zur Arbeit, für das in mich gesetzte Vertrauen, die Betreuung vor Ort, Deine Zeit und die vielen Diskussionen.

Herrn Prof. Dr. András Bárdossy danke ich für die Übernahme des Erstgutachtens und für die intensive Betreuung, die so manches Mal mit einem Besuch in Garmisch verbunden war.

Herrn Prof. Dr. Wolfgang Seiler danke ich für die Übernahme des Zweitgutachtens, die Bereitstellung des finanziellen und logistischen Rahmens der Arbeit und für das zum wiederholten Male in mich gesetzte Vertrauen.

Mein Dank geht auch an die *Bayerische Staatsregierung* für die Teilfinanzierung der Arbeit über die *High-Tech-Offensive Bayern* an der Universität Augsburg (Zentrum für Umweltsimulation).

Ein herzliches Dankeschön an *Herrn Dr. Jörg Seltmann* und *Herrn Andreas Wagner* vom Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg für die Bereitstellung der meteorologischen Stations- und Radardaten und für die gute Zusammenarbeit.

Den Mitarbeitern des Wasserwirtschaftsamtes Weilheim, insbesondere *Herrn Markus Hannweber*, danke ich für die Bereitstellung der hydrologischen Daten, der Informationen zum Einzugsgebiet und die Bereitschaft zur Zusammenarbeit.

Danke auch an die Korrekturleser: *Andreas Heckl* und *Sandra Wochele* (IMK-IFU), *Jan Krause* (FU Berlin) sowie *Mirko Gregor* (GIM Luxemburg),.

Ohne die Mitarbeit von Herrn Roland Hösl, Herrn Fred Maurus und der Verwaltungen des Klosters Ettal sowie der Gemeinden Unterammergau, Saulgrub und Bad Bayersoien, wäre der Aufbau des Messnetzes im Ammer-EZG nicht möglich gewesen. Dafür meinen herzlichen Dank.

Gerlinde Jung, *Stefan Mayr* und *Andreas Heckl*, die Ihr jeweils zeitweise ein Büro mit mir geteilt habt. Danke für die angenehme Arbeitsatmosphäre und für die vielen fachlichen und fachfremden Diskussionen.

Danke auch an die Doktoranden, Praktikanten und Mitarbeiter der Abteilung Atmosphärische Umweltforschung des IMK-IFU, die in vielfacher Weise zu dieser Arbeit beigetragen haben.

Inhaltsverzeichnis

Abkürzungen	xix
Abstract	xx
1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung	1
1.2 Zielsetzung	2
1.3 Innovation	3
1.4 Aufbau der Arbeit	4
2 Theoretischer Hintergrund	5
2.1 Wetterradar	5
2.1.1 Theorie der Radarfernerkundung	6
2.1.2 Ableitung von Niederschlagsintensitäten	7
2.1.3 Charakteristik von Radardaten	8
2.1.4 Grenzen der Radarmessung	9
2.1.5 Einsatz von Wetterradar in der Hydrologie	11
2.2 Hydrologische Modellierung	14
2.2.1 Modellkonzepte	14
2.2.2 Kriterien für die Auswahl des hydrologischen Modells	15
2.2.3 WaSiM-ETH	17
2.3 Meteorologische Modellierung	22
2.3.1 Globale Zirkulationsmodelle	23
2.3.2 Globales Modell GFS	23

2.3.3	Regionale mesoskalige Modellierung	25
2.3.4	Kriterien für die Auswahl des regionalen Modells	27
2.3.5	Mesoskaliges Vorhersagemodell WRF	28
3	Datengrundlage	33
3.1	Das Untersuchungsgebiet	33
3.1.1	Geologie und Geomorphologie	34
3.1.2	Klima	35
3.1.3	Böden	36
3.1.4	Landnutzung und Vegetation	37
3.1.5	Hydrologie	37
3.2	Abflussmessungen	38
3.3	Geographische Daten	41
3.4	Meteorologische Eingangsdaten	42
3.4.1	Stationsdaten	42
3.4.2	Messkampagne im Ammer-EZG	44
3.4.3	Radardaten	45
3.4.4	Vergleich von Niederschlagsdaten aus unterschiedlichen Quellen	46
3.5	Das Augusthochwasser 2005	47
4	Setup der verwendeten Modellsysteme	49
4.1	Weather Research and Forecast WRF	49
4.1.1	Setup und Diskretisierung	49
4.2	Wasserhaushalts-Simulations-Modell WaSiM	53
4.2.1	Setup des Modells	53
4.2.2	Modellkalibrierung	55
4.2.3	Validierungsphasen	64
4.3	Kopplung WRF-WaSiM	66
4.3.1	Kopplungsstrategie	66
4.3.2	Technische Umsetzung	68
5	Abschätzung der Niederschlagsverteilung aus Radardaten	71
5.1	Ermittlung von Niederschlagsintensitäten aus Radardaten	71
5.1.1	Georeferenzierung	71

5.1.2	Räumliche Korrektur der Rohdaten	72
5.1.3	Eingesetzte Z/R-Beziehungen	73
5.1.4	Berechnung von Niederschlagssummen	74
5.1.5	Berechnung stündlicher Niederschlagsintensitäten	75
5.2	Übergabe der Radardaten an WaSiM	76
5.3	Ermittlung einer Q-Z/R-Beziehung	77
5.3.1	Ergebnisse	81
5.3.2	Validierung	86
6	Gekoppelte Meteorologie-Hydrologie-Simulationen	91
6.1	Wettervorhersage	91
6.1.1	Evaluierung des meteorologischen Modells	91
6.1.2	GFS-Eingangsdaten	94
6.1.3	Sensitivität von Gütemaßen auf die zeitliche Aggregation des Niederschlags	96
6.1.4	Sensitivität des DHM auf den Niederschlag	98
6.1.5	Sensitivität der Modellauflösung auf Temperatur und Niederschlag	99
6.1.6	Einfluss unterschiedlicher Parametrisierungen	103
6.1.7	Zeitpunkt der Vorhersage	104
6.2	Gekoppelte Meteorologie-Hydrologie Vorhersage	106
6.2.1	Sensitivitätsstudien des gekoppelten Modellsystems	107
6.2.2	Vergleich der gekoppelten Abflussvorhersage mit radarbasierten und stationsdatenbasierten Simulationen	115
7	Fazit und Ausblick	119
7.1	Ableitung einer Q-Z/R-Beziehung	120
7.2	Gekoppelte Abflussmodellierung	122
8	Literaturverzeichnis	125

Abbildungsverzeichnis

0.1	Effect of changing the two crossovers between the three Z/R-relationships on the Nash-Sutcliffe Efficiency at river gage Obernach. Line distance: 0.001 NS.	xxii
0.2	River discharge at gages Halbammer and Peissenberg, simulated using the new found Q-Z/R relationship. Timeframes in which radar data was not available are marked in light blue.	xxiii
0.3	Comparison of rain gage at Bad Kohlgrub to differently estimated radar rainfall intensities: Z/R-relation of the German Weather Service, simplified version of the three-part RADOLAN (2004) relationship and adjusted Q-Z/R relationship.	xxiv
0.4	Overview over the early flood warning system.	xxv
0.5	Time evaluation of the flood forecast (WRF@6km-WaSiM) for the event in August 2005, dotted lines: Hq10, Hq20, Hq50 and Hq100.	xxvi
0.6	WaSiM simulation results based on 11 flood forecasts, interpolated rain gage data, and radar data (Q-Z/R-relationship).	xxvii
1.1	Überblick über die Zusammenhänge zwischen den eingesetzten Daten und Methoden zur Abflussvorhersage und zur Ermittlung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags.	3
2.1	Haupt- und Seitenkeulen beim CP2 X-Band-Radar am NCAR. In Elevation- und Azimuthrichtung sind $\pm 5^\circ$ aufgetragen. (RINEHART 2004)	9
2.2	Gewitterfront am Nachmittag des 06.07.2001 mit <i>bright band</i> in fünfminütiger Radarszene vom MOHp, maximale Reflektivität 60 dBZ.	11

2.3	Modellstruktur des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM (verändert nach SCHULLA & JASPER 2000)	18
2.4	<i>Globale Modelle</i> (links) liefern die Initial- und Randbedingungen für <i>Regionale Modelle</i> (rechts).	23
2.5	Übersicht über das Bodenmodell OSU-LSM (CHEN & DUDHIA 2001), den gleich aufgebauten Vorgänger des erweiterten Noah-LSM.	31
3.1	Lage des Ammereinzugsgebietes (schwarz umrandet: modellierter Teil) vor Landsat-TM Falschfarbendarstellung (Kanäle 7-5-3) vom 30.08.1991.	33
3.2	Geologie des Ammereinzugsgebietes (nach KUHNERT 1967).	34
3.3	Mittlerer Jahresniederschlag 1961-1990 (nach MAYR 2004).	36
3.4	Mittlere Jahresverdunstung 1961-1990 (nach MAYR 2004).	36
3.5	Mittlerer Abfluss der Jahre 1961-1990 (nach MAYR 2004).	38
3.6	Lage der Pegel im Ammereinzugsgebiet mit Bildern vom Juli 2005.	40
3.7	Für die Modellierung mit WaSiM benötigte geographische Daten, links: Bodendaten, mitte: Topographie, rechts: Landnutzung.	41
3.8	Relative Lage der verwendeten meteorologischen Stationen zum Ammer-EZG mit seiner Nord-Süd Erstreckung ≈ 40 km. Schwarze Polygone zeigen die ausgewiesenen Teileinzugsgebiete, grüne Dreiecke: DWD-Stationen 2001, blau: zusätzliche DWD-Stationen ab 2004, rot: eigene Stationen, betrieben im Sommer 2004 und Sommer 2005.	43
3.9	Scatterplot von Niederschlagsmessungen [mm/h] am Hohenpeißenberg.	47
3.10	48-Stunden Niederschlag (22.-24.08.2005) aus der von J. WERHAHN am IMK-IFU durchgeführten, operationellen Wettervorhersage mit MM5 und korrespondierende Bodenmessungen (Kreise) des DWD und eigene Messungen.	48
4.1	Domain-Setup für die meteorologischen Simulationen mit WRF.	50
4.2	WRF-Höhenmodelle in Domain d03. DHM (a): einhüllende Funktion, (b) bestmögliche Erhaltung von Tal- und Gipfelstrukturen, (c) einfache Tiefpassfilterung, blau: Lage des Ammereinzugsgebietes.	52

4.3	Teileinzugsgebiete auf Basis von Pegelmessstellen und Hilfeinzugsgebiete zur Modellierung des Auslaufverhaltens von Staffel- und Riegsee. Darüber ist die aus der topographischen Analyse abgeleitete Fließnetzstruktur dargestellt.	54
4.4	Zwischenergebnis der Kalibrierung: Auswirkungen der Niederschlagsinterpolation an den Pegeln Halbammer (HA) und Oberrach (OB).	58
4.5	Vergleich des Niederschlagsmusters aus IDW+Regression, IDW und Radardaten. Intensitäten zwischen 0 (weiß) und 4 (dunkelblau) $mm/7h$, 17.07.2001, 15.00 UTC.	59
4.6	Gütekriterien $linNS$ (oben) und $logNS$ (unten) während der Kalibrierung von D_R und K_I am Pegel Unternogg (Halbammer). Interpolation aus 96 WaSiM-Läufen.	60
4.7	Ergebnis der Kalibrierung im Sommer 2001, Ursprungsgebiete im Ammer-EZG.	61
4.8	Ergebnis der Kalibrierung im Sommer 2001, unter Einbeziehung der gemessenen Abflussdaten der darüber liegenden Teil-EZG.	62
4.9	Beobachteter und simulierter Abfluss in der Validierungsphase (Juni-September 2005).	65
4.10	Schematischer Überblick der Ein-Wege Modellkopplung WRF-WaSiM für jedes Domain des meteorologischen Modells.	67
5.1	Niederschlagssumme aus Radardaten (MOHp) für den Sommer 2001, prozessiert mit 3-teiliger Z/R nach RADOLAN (2004). Der modellierte Teil des Ammer-EZG ist schwarz umrandet.	74
5.2	Verschiedene Radargeräte liefern standort- und gerätebedingt unterschiedliche Niederschlagsmuster für das Ammer-EZG [mm], links: Sommermonate 2001 (Radar MOHp), rechts: Sommermonate 2004 (Radar Fürholzen).	75
5.3	Radarpunkte des Gerätes am MOHp, die im hydrologischen Modell als virtuelle Niederschlagsstationen behandelt werden können. Hintergrund: Ammer-Teileinzugsgebiete.	77
5.4	Auswirkungen der durchgeführten Korrekturen der Radardaten auf den Niederschlag im Sommer 2001. Links unkorrigiert, rechts: nach Lage-, Festkörper- und Abschattungskorrektur.	78

5.5	Auswirkung der Grenzen g_1, g_2 bei der Niederschlagsberechnung aus Radardaten auf die Simulationsgüte ($linNS$) des hydrologischen Modells an den Pegeln Halbammer (oben), Oberrach (mitte) und Oberhausen. Linienabstand 0.001.	80
5.6	Simulierte Abflüsse mit auf Q-Z/R-Beziehung berechneten Niederschlagsfeldern. Hellblau hinterlegt sind Radardatenlücken, die durch interpolierte Stationsdaten ersetzt wurden.	81
5.7	IDW-interpolierter Niederschlag [mm] auf WaSiM-Raster ($100 \times 100 m^2$) für den Sommer 2001 aus Q-Z/R-Beziehung (links) und Stationsdaten (rechts).	83
5.8	Simulierte Abflüsse mit auf Q-Z/R-Beziehung berechneten Niederschlagsfeldern für die Teil-EZG Oberhausen, Peißenberg und Weilheim. Hellblau hinterlegt sind Radardatenlücken, die durch interpolierte Stationsdaten ersetzt wurden.	84
5.9	Abflusssimulationen basierend auf unterschiedlich generierten Radarniederschlagsdaten am Pegel Halbammer, Sommer 2001.	85
5.10	Scatterplots des zu den Mannheimer Stunden gemessenen Stationsniederschlags gegen die mit Q-Z/R-Beziehung ermittelten Radarniederschlagsintensitäten im Sommer 2001.	87
5.11	Gegenüberstellung von Stationsdaten (Bad Kohlgrub) und unterschiedlich berechneten Radarniederschlagsdaten: Standard-DWD, verfeinerte 3-teilige Z/R-Beziehung nach RADOLAN und kalibrierte Q-Z/R-Beziehung.	88
5.12	RE, RMSE, ME und Korrelation der verfügbaren Radar- und Stationsdaten.	89
6.1	Vergleich des RMSE (Niederschlag simuliert/gemessen) [mm/h] aus WRF-Simulation mit GFS-Analyse (links) und GFS-Vorhersage (rechts).	94
6.2	Vergleich des relativen Summenfehlers RE des Niederschlags aus WRF-Simulation mit GFS-Analyse- (links) und GFS-Vorhersagedaten (rechts).	95
6.3	$Pearson$ -Korrelation R^2 des gemessenen und modellierten Niederschlags aus WRF-Simulationen mit GFS-Analyse- (links) und GFS-Vorhersagedaten (rechts).	96

6.4	Zeitliches Verhalten der ereignisbasierten Gütemaße <i>Bias</i> , <i>probability of detection</i> POD, <i>false alarm rate</i> FAR und <i>true skill statistic</i> TSS für Domain d03, gerechnet mit Analysedaten.	97
6.5	Auswirkung der zeitlichen Aggregation und der Modellauflösung auf die <i>forecast accuracy</i> FA.	98
6.6	Mit unterschiedlichen Höhenmodelloptionen (a-c, Abb. 4.2) berechnete Niederschlagssumme [<i>mm/72h</i>] über 14 Vergleichspaare (jeweils Beobachtung und 2×2 Gitterpunkte Simulation) und 4 Domains.	99
6.7	Abhängigkeit des Temperaturverlaufs von der Modellauflösung einer 72h-Vorhersage, Initialisierung 22.08.2005, 00 GMT.	100
6.8	Abhängigkeit der Gütemaße <i>Bias</i> , <i>probability of detection</i> , <i>false alarm rate</i> , <i>true skill statistic</i> und <i>forecast accuracy</i> von Zeitskala (1-14 h) und Modellauflösung (d01-d04, 2-54 km), $t = 5$ mm, gerechnet mit Vorhersagedaten, Initialisierung 22.08.2005, 00 GMT.	102
6.9	Räumliche Darstellung der <i>RE</i> der Niederschlags (siehe Tab. 6.3), WRF-Parametrisierungsoptionen Fall 1 und Fall 5 (siehe Tab. 4.2).	104
6.10	Zeitlicher Verlauf von Niederschlagsgütemaßen in Abhängigkeit vom Initialisierungszeitpunkt vor dem Augusthochwasser 2005, berechnet auf Basis von 14 Niederschlagsstationen und dem Mittelwert aus 2×2 korrespondierenden Gridzellen aus d03.	105
6.11	Vorgehen bei der gekoppelten Abflussvorhersage. Der rote Kasten symbolisiert dabei die in Abschnitt 4.3.2 beschriebene Ein-Wege-Kopplung.	106
6.12	Abflussvorhersage mit Initialisierung 22.08.2005, 00 GMT, Domain d03, gerechnet auf Basis von regionalisierten GFS-Analyse- und Vorhersagedaten. Schwarz gestrichelt: Hq10, Hq20, Hq50 und Hq100.	108
6.13	Simulierte Abflüsse für den Pegel Oberammergau. Niederschlagsdaten stammen aus Wettervorhersagen mit unterschiedlichen Höhenmodellen (a-c, siehe Abb. 4.2), Domain d03, und GFS-Analysedaten.	109
6.14	Auswirkungen der Modellauflösung des meteorologischen Modells auf die Abflussvorhersage. Schwarz gestrichelt: Hq10, Hq20, Hq50 und Hq100. Initialisierungszeitpunkt 21.08.2005, 12 GMT.	111

6.15	Zeitlicher Verlauf der Hochwasservorhersage im August 2005, WRF Fall 1, d03. Schwarz gestrichelt: Hq10, Hq20, Hq50 und Hq100.	112
6.16	Auswirkungen der Verschiebung der meteorologischen Vorhersagefelder und die horizontale Modellauflösung der Wettervorhersage (6 km in d03) am Pegel Oberammergau.	113
6.17	Ergebnis von elf Abflussvorhersagen im Juni 2001 und Vergleich zu Simulationen mit Stationsniederschlag (IDW), Radardaten (Q-Z/R-Beziehung) und Beobachtung (schwarz) für die Ursprungsgebiete des Ammer-EZG. .	116
6.18	Ergebnis von elf Abflussvorhersagen im Juni 2001 und Vergleich zu Simulationen mit Stationsniederschlag (IDW), Radarniederschlagsfeldern (Q-Z/R) und Beobachtung (schwarz).	117

Tabellenverzeichnis

2.1	Eigenschaften eines Radarstrahls mit einem Öffnungswinkel von 2° bei horizontaler Emission des Impulses, alle Angaben in $[km]$ (nach RAGHAVAN 2003)	8
2.2	Auf das Ammer-EZG angewandte WRF-Mikrophysikoptionen	32
3.1	Gewässerkundliche Hauptwerte $[m^3/s]$ (nach KUNSTMANN et al. 2006).	37
3.2	Pegelmessungen im Ammer-EZG (Stand 2001)	39
3.3	Für diese Arbeit zur Verfügung stehende Radardaten.	45
4.1	WRF-Modellsetup: Auswahl der Domains.	50
4.2	Eingesetzte WRF-Parametrisierungskombinationen.	51
4.3	WaSiM Simulationsgüte für die Kalibrierung 2001 und <i>linNS</i> zwischen Abflussmessung und Abflussmessung aus Zuflüssen (a priori-Wissen).	63
4.4	WaSiM Simulationsgüte (<i>linNS</i>) für die Kalibrierphase 2001 und die Validierung 2004/2005.	64
4.5	WaSiM Simulationsgüte für die Neukalibrierung 01.06.-06.09.2005.	66
4.6	Koeffizienten zur Bestimmung von $P_{v,s}$	69
5.1	Verfeinerte RADOLAN Z/R-Beziehung.	73
5.2	Parameter der kalibrierten, dreiteiligen Q-Z/R-Beziehung.	81
5.3	WaSiM-Simulationsgüte (NS-Kriterien) auf Basis unterschiedlicher Niederschlagseingangsdaten.	82
5.4	WaSiM Simulationsgüte (EV) auf Basis unterschiedlicher Eingangsdaten.	84

6.1	Kategorien zur Bewertung der Niederschlagssimulation auf Ja/Nein-Basis (nach MLADEK et al. 2000).	92
6.2	Einfluss des Modell-DHM an den Standorten Garmisch (GAP, 719 m ü.NN), MOHp (980 m ü.NN) und Thalhausen (Th, 569 m ü.NN) in 4 Domains auf den RMSE und ME der Temperatur T [°C].	101
6.3	Relativer Summenfehler RE und mittlerer \overline{RE} des Niederschlags bei unterschiedlichen WRF-Parametrisierungsschemata an 14 Standorten und korrespondierenden 2×2 Gridzellen in d03. Gesamtniederschlag aller Standorte: 1890 mm, Parametrisierungen Fall 1-5 siehe Tab. 4.2.	103
6.4	Maximaler mit dem gekoppelten Vorhersagesystem berechneter Abfluss [m^3/s], basierend auf GFS-Analyse- und Vorhersagedaten, WRF d03, und zum Vergleich maximal beobachtete Abflüsse während des Augusthochwassers 2005.	108
6.5	Maximaler Abfluss [m^3/s] berechnet mit dem gekoppelten Vorhersagesystem und unterschiedlichen WRF-Höhenmodelloptionen in d03 während des Augusthochwassers 2005.	110
6.6	Maximaler Abfluss [m^3/s] berechnet mit dem gekoppelten Vorhersagesystem auf Basis der vier WRF-Domains während des Augusthochwassers 2005.	111
6.7	Initialisierungszeitpunkte für die Vorhersage der beiden simulierten Abflussereignisse im Juni 2001.	115
6.8	Maximaler mit dem gekoppelten Vorhersagesystem simulierter Abfluss [m^3/s] und Vergleich mit beobachteten Daten sowie WaSiM-Simulationen auf Basis von interpolierten Stations- und Radardaten.	118

Häufig verwendete Abkürzungen

DHM	Digitales Höhenmodell
DWD	Deutscher Wetterdienst
EZG	Einzugsgebiet
FDDA	Four Dimensional Data Assimilation
GCM	General Circulation Model
GFS	Global Forecasting System
GMT	Greenwich Mean Time
LAI	Leaf Area Index (Blattflächenindex)
LAM	Limited Area Model
MOHp	Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
MM5	Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model
ms	Mannheimer Stunden
NEXRAD	Next Generation Weather Radar System, Radarverbund der Vereinigten Staaten
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic & Atmospheric Administration
NS	Nash-Sutcliffe Kriterium
NWP	Numerical Weather Prediction
PBL	Planetarische Grenzschicht
Radar	RAdio Detection And Ranging
Radolan	Radar Online Adjustment
Raphael	Runoff and Atmospheric Processes for Flood Hazard Forecasting and Control
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
WaSiM	Wasserhaushalts-Simulations-Modell
WRF	Weather Research and Forecast
WWA	Wasserwirtschaftsamt

Abstract

Floods remain one of the most frequent and devastating natural hazards worldwide. Flood forecasting systems provide an early warning tool to contribute to the reduction of ecologic and economic losses. In the second half of August 2005, heavy rainfall hit the northern part of the Alps, causing Century floods in Switzerland, Austria, and Germany. Water levels in rivers and lakes reached record heights. This event caused heavy damage in these countries, people were forced to evacuate their homes and infrastructure was affected. Due to the extremely fast response of river runoff to precipitation events, early flood warning in Alpine catchments can only be achieved by mid-range precipitation forecasts through numerical weather prediction (NWP). This data can be applied to hydrological models to give flood forecasts.

The quality of hydrological modeling is limited due to the restricted availability of high resolution temporal and spatial input data such as temperature, global radiation, and precipitation. One of the main problems of hydrological modeling is to determine areal (and spatially distributed) rainfall fields, which are the most important input source to hydrological models. On the one hand, station data provide exact point information on rainfall. To estimate areal precipitation, statistical methods need to be applied. Interpolation of station data leads, depending on the method applied and the density of rainfall stations, to huge differences in areal precipitation and its spatial distribution (NEUMANN 2005). On the other hand, radar data provide good spatial information (rainfall patterns) whereas the quantification of rainfall intensities using a so called Z/R-relationship is still a not fully solved problem. Therefore, adjustment techniques using measured rainfall data have been developed which face the problem of representativeness of a point information for the area covered by the radar.

The goals of this case study were to

- build and test a one-way-coupled meteorology-hydrology flood forecasting system and
- to adapt a Z/R-relationship to compute rainfall intensities R using radar data Z (reflektivities).

This study was undertaken in the Ammer catchment in the southern Bavarian Alps and

alpine forelands. The catchment size is 709 km^2 up to the inflow into Lake Ammersee. The highest elevation is 2185 m asl (Kreuzspitze) in the Ammergau Alps, the outflow into Lake Ammersee is the lowest part within the catchment (533 m asl). Due to the complex orography and heterogeneity in topography, the catchment is characterised by big north-southerly differentiations in soils, land use, and climate. Long term mean annual precipitation in the northern part of the catchment is around 1100 mm/yr while the southern part with the summits of the Ammer Alps receives more than 2000 mm/yr . Maximum precipitation is in summer. The mean annual temperature is around $7\text{-}8 \text{ }^\circ\text{C}$ in the alpine forelands and $4.5 \text{ }^\circ\text{C}$ in the southern part of the catchment. The work focuses on the period summer 2001 to minimize uncertainties in the hydrological modeling and radar data processing due to snowfall. Within the basin, six river gages were available for this study. Geographical input data (elevation from interferometric ERS-data and digital maps, land use from Landsat-TM fuzzy logic classification, and soil classes from Bavarian Bodenguete Karte) were obtained from the RAPHAEL Project (RAPHAEL, 2000) in which the runoff and atmospheric processes for flood hazard forecasting and control was investigated.

Adaptation of a Q-Z/R-relationship using observed river discharge data

Using radar data to estimate rainfall intensities is accompanied by basic difficulties such as clutter, shielding, variations of Z/R-relationships, beam-resolution and attenuation. Instead of accounting for all errors involved separately, a robust Z/R-relationship is estimated in this study for the short range (up to 40 km distance) of the radar using inverse hydrological modeling for a continuous period of three months in summer 2001. River gage measurements from five catchments are used to estimate areal precipitation and finally Z/R-relationships using the water balance simulation model WaSiM (SCHULLA 1997). The calibration of the model was performed with meteorological station data. It was done in such a way that the parameters have been iteratively calibrated one after another. The parameters *drainage density*, which effects the interflow single linear storage, and the *recession constant for interflow single linear storage* are jointly calibrated because they both affect the simulation of interflow.

The German Weather Service-Project RADOLAN (2004) investigated and established an operational method to adjust radar rainfall intensities online using ground-based

point measurements of rainfall. As intermediate step, the overall Z/R relationship was differentiated into three piecewise linear parts depending on the absolute reflectivity values. A simplified version of this improved Z/R-relationship for three reflectivity ranges with

$$\begin{array}{lll} Z = 125R^{1.4} & < 36.5 & \text{dBZ} \\ Z = 200R^{1.6} & 36.5 \dots 44 & \text{dBZ} \\ Z = 77R^{1.9} & > 44 & \text{dBZ} \end{array}$$

was applied to calculate rainfall intensities using the data from the radar at Meteorological Observatory Hohenpeissenberg. This device has the advantage of being installed at 988 m asl on top of Mount Hohenpeissenberg, therefore ground clutter is reduced to a minimum. Attenuation has been neglected because the radar device is situated next to the Ammer catchment. The new approach chosen in this study is to estimate parameters a,b and the crossovers c1, c2 between the three parts via comparison of observed runoff Q_{obs} and radar data driven simulated runoff Q_{sim} . The optimisation problem can be formulated with mean observed discharge $\overline{Q_{obs}}$ as

$$1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim}[R(Z, a_j, b_j, c1, c2)])^2}{\sum_{i=1}^n (\overline{Q_{obs}} - Q_{sim}[R(Z, a_j, b_j, c1, c2)])^2} \xrightarrow{!} \min$$

for each branch $j=(1,2,3)$ of the split Z/R-relationship and for every subcatchment. In each optimization step, two parameters have been optimised at the same time. Fig. 0.1 gives an intermediate result of the calibration at river gage Obernach. Therefore, the

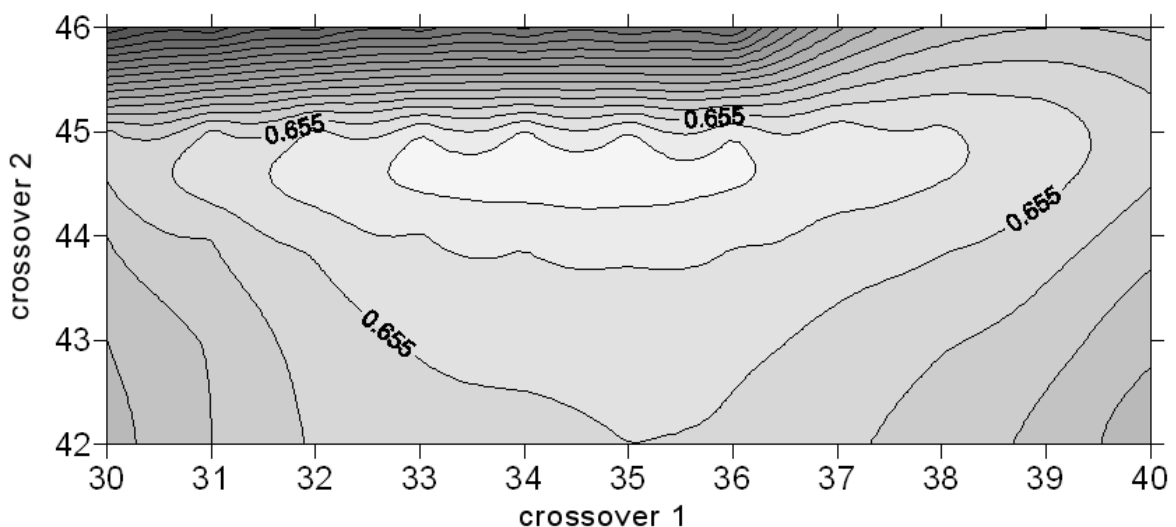


Figure 0.1: Effect of changing the two crossovers between the three Z/R-relationships on the Nash-Sutcliffe Efficiency at river gage Obernach. Line distance: 0.001 NS.

crossovers c_1 and c_2 have been varied and 55 WaSiM runs have been performed. The parameter estimation was applied on five subcatchments. It was repeated using different starting values for two times and resulted finally in:

$$\begin{array}{lll} Z = 104R^{1.48} & <36 & \text{dBZ} \\ Z = 131R^{1.57} & 36 \dots 44.5 & \text{dBZ} \\ Z = 73R^{1.63} & >44.5 & \text{dBZ} \end{array}$$

Fig. 0.2 shows the simulated river runoff with the new found Q-Z/R-relationship for river gages Halbammer and Peissenberg. Concerning the spatial pattern and absolute

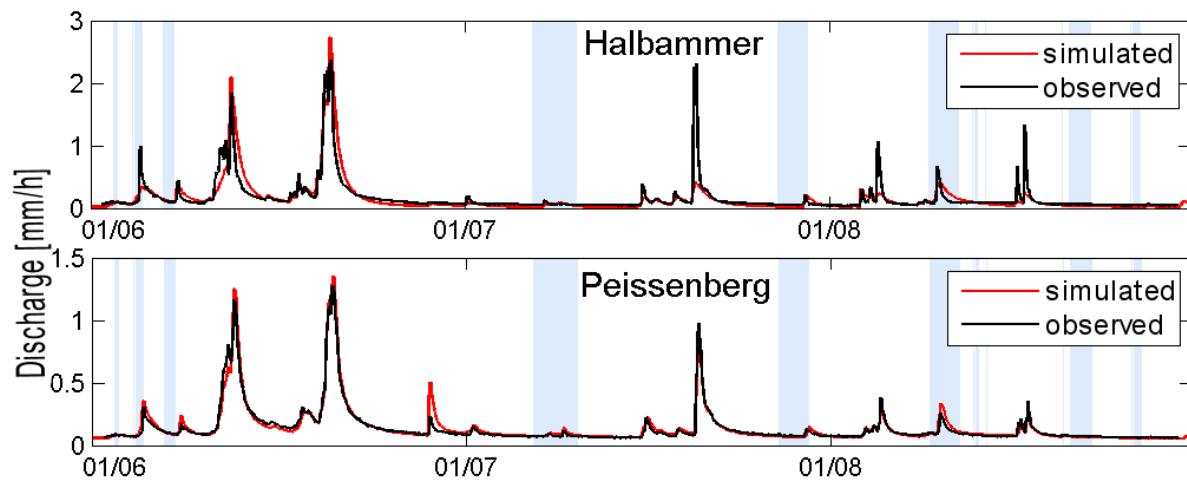


Figure 0.2: River discharge at gages Halbammer and Peissenberg, simulated using the new found Q-Z/R relationship. Timeframes in which radar data was not available are marked in light blue.

values of the three month rainfall sum estimated with radar data and rain gage data, it could be shown that locally big differences occur.

A validation of the adjusted Q-Z/R-relationship was done using 14 rain gages. The estimated radar rainfall intensities showed good agreement with the ground measurements. Fig. 0.3 shows a comparison of station observations to differently estimated radar rainfall intensities. Nevertheless, rainfall intensities ≥ 10 mm/7h are mostly underestimated. The new found method allows to include data of small rainfall intensities in the adjustment process whereas the calibration methods using rain gage data are limited to rainfall intensities > 1 mm/h. Additionally, the Q-Z/R-method overcomes the problem of representativeness of a rain gage for the area covered by the radar. Furthermore, it could be shown that radar rainfall data can be successfully applied over a three-month period in continuous hydrological simulations. It must be noted that dividing the traditional one-piece Z/R-relationship into three piecewise linear parts in the RADOLAN

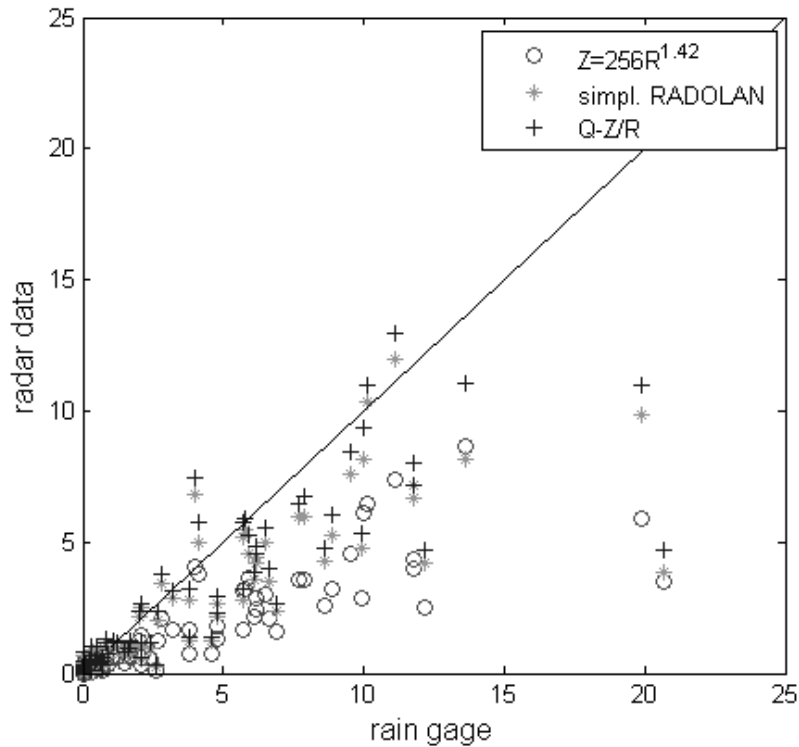


Figure 0.3: Comparison of rain gage at Bad Kohlgrub to differently estimated radar rainfall intensities: Z/R -relation of the German Weather Service, simplified version of the three-part RADOLAN (2004) relationship and adjusted $Q-Z/R$ relationship.

project was already a big step forward for radar based hydrological simulations. The final adjustment using observed river discharge ($Q-Z/R$ -relationship) reduced the underestimation of the RADOLAN method compared to rain gage measurements.

Design and test of a one-way coupled meteorology-hydrology model system

A Flood Forecasting System was designed in a one-way coupling strategy. Therefore, meteorological high resolution forecast data from the Weather Research and Forecast (WRF, Skamarock et al. 2005) was extracted, transformed and passed to the water balance simulation model WaSiM. One-way coupling means that during the model runs there is no interaction between the models. An interface extracts NWP output data and transforms it to WaSiM input data. Fig. 0.4 gives an overview of the flood forecast system. WaSiM is mainly used because of its capability to store soil moisture, snow coverage and storage in river channels at the end of a model run. These are calculated driving the hydrological model with observed meteorological station data. This way, initial storage values are updated parallel to the weather forecast simulations and the

interplay between snow melt, soil conditions and precipitation can be accounted for. It

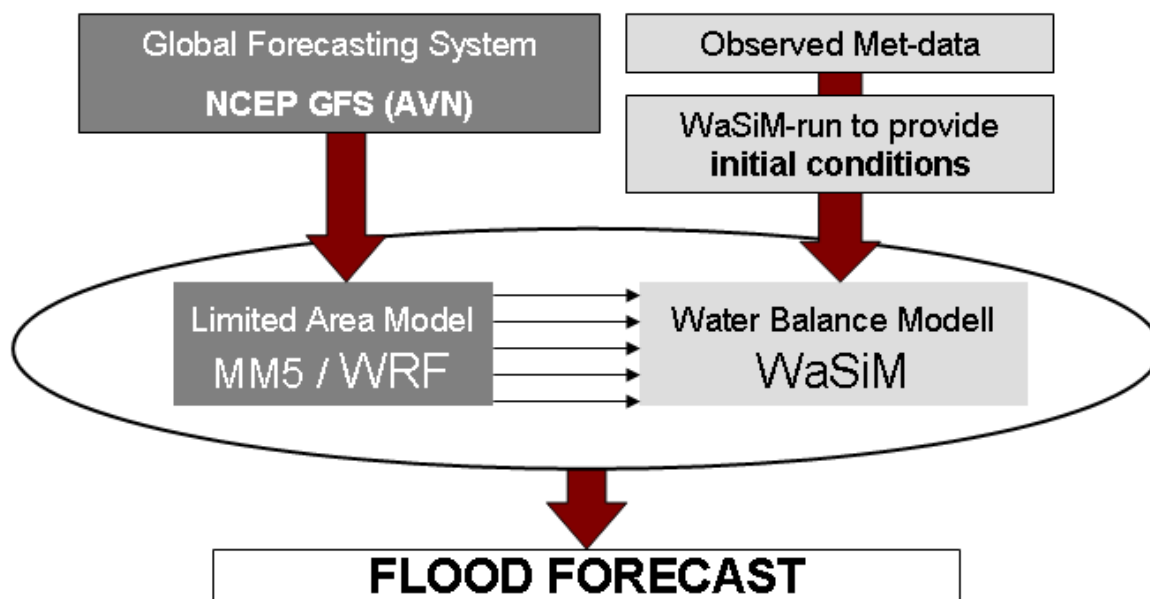


Figure 0.4: Overview over the early flood warning system.

emerged that the calibration of the hydrological model based on data of summer 2001 was not useful to simulate a Century flood. Therefore, a recalibration was performed using data for the year 2005, including the flood event in August.

To investigate the sensitivity of the NWP and the coupled model system, the weather forecast was evaluated using

- GFS analysis and forecast data,
- different parameterizations for
 - gridscale precipitation,
 - cumulus precipitation and
 - planetary boundary layer,
- different Land Surface Models and
- Digital Elevation Models.

Furthermore, the effect of horizontal model resolution of the four WRF-domains (54, 18, 6 and 2 km) and timestep of model output on different efficiency criteria have been investigated. For the flood event in August 2005, five 12h-shifted initial times (3-1 days

in advance of maximum river discharge) for the runoff forecast have been applied to investigate the effective advance warning time. The result is show in Fig. 0.5.

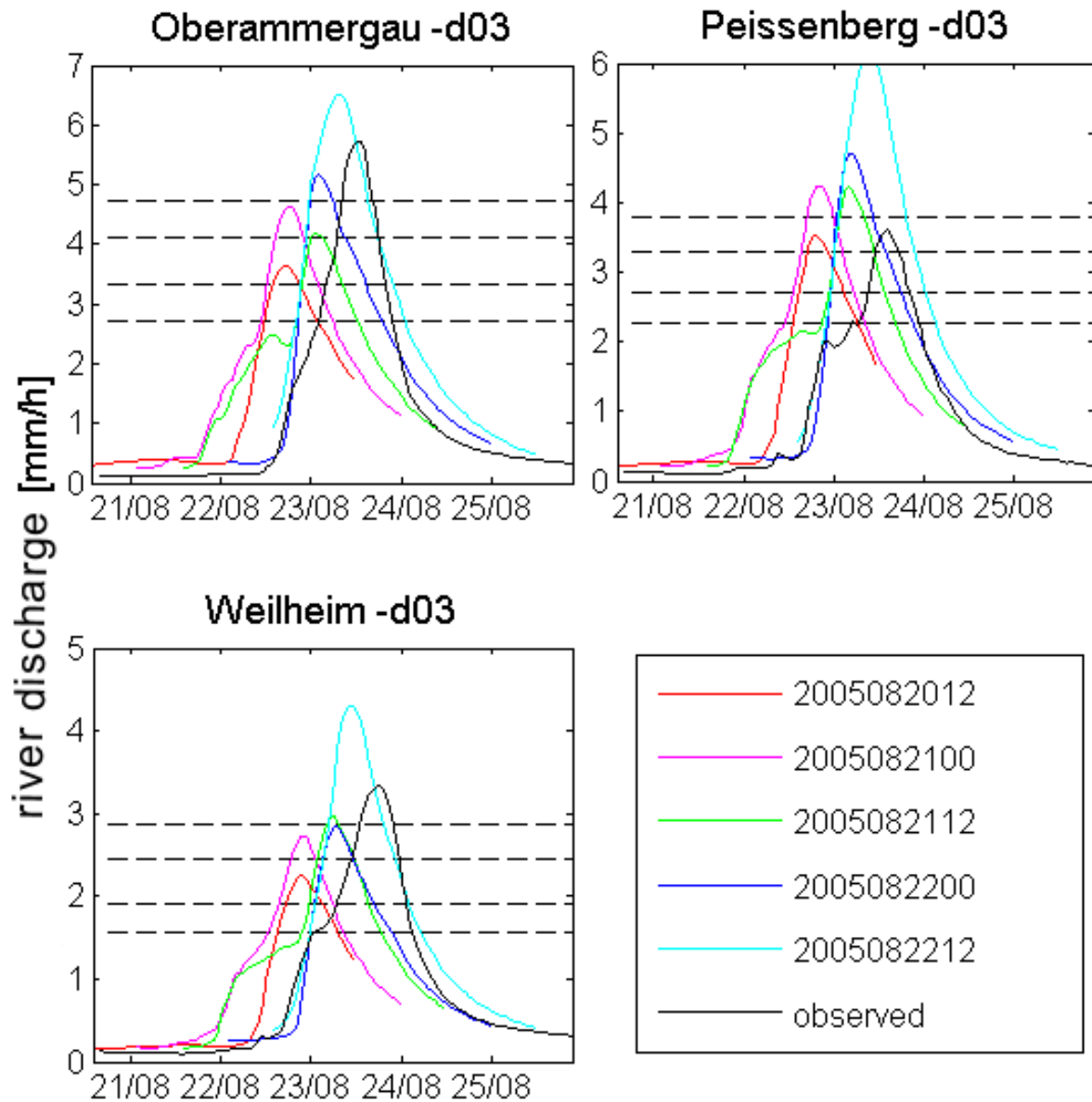


Figure 0.5: Time evaluation of the flood forecast (WRF@6km-WaSiM) for the event in August 2005, dotted lines: Hq10, Hq20, Hq50 and Hq100.

Eleven river discharge forecasts for two events in June 2001 have been performed to validate the model system. For this period of time, hydrological simulations based on interpolated rain gages and based on radar data have been available. These overall hydrological simulation results are shown in fig. 0.6 for the subcatchments Oberammergau, Halbammer and Obernach.

The huge number of performed flood forecasts could be used for *ensemble predictions*. Each of the forecasts is available in four WRF-domains, five different model setups have

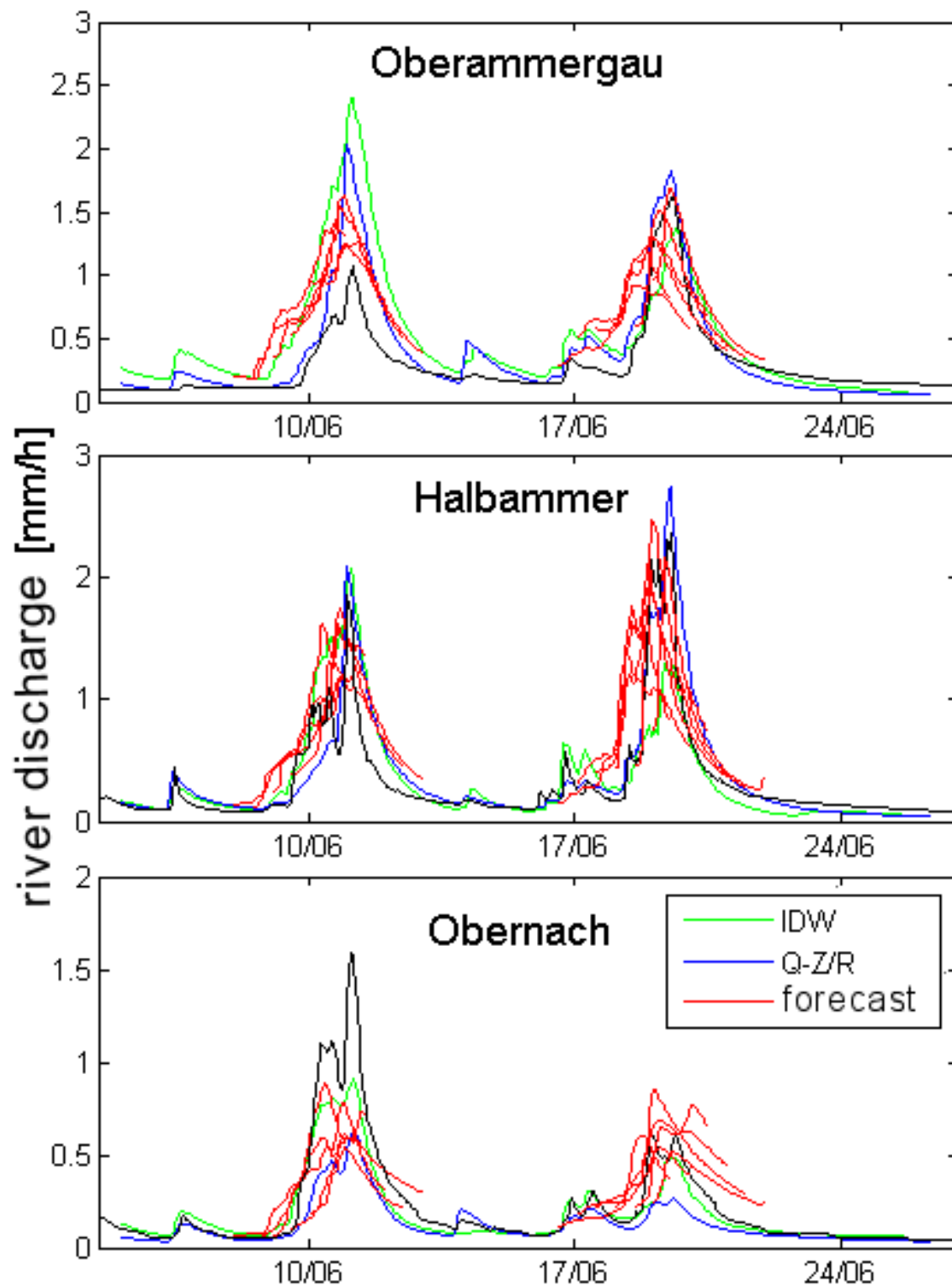


Figure 0.6: WaSiM simulation results based on 11 flood forecasts, interpolated rain gage data, and radar data (Q-Z/R-relationship).

been applied. Shifting of the simulation results north-, south-, west-, and eastwards (amount $1 \times$ horizontal model resolution) to account for spatial uncertainties results in a total of 100 weather forecasts for the flood forecasts. Nevertheless, an *ensemble* strategy is not recommended because most of the forecasts led to underestimations of precipitation and river discharge.

Recapitulating it could be shown that observed river discharge data can be used to adjust a Z/R-relationship to estimate rainfall intensities from radar data. On the other hand, radar data driven hydrological simulations showed good results over a continuous three-month period in summer 2001.

The coupled meteorology-hydrology flood forecast system allows effective warning against floods 48 hours in advance for the Ammer catchment. Nevertheless, it was not possible to simulate the exact point of time and the exact value of the maximum runoff.

This work was partially performed under the framework of the Centre of Numerical Environmental Simulation at the University of Augsburg and funded by the Bavarian High Tech Initiative.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Studie wurden zwei Zielsetzungen verfolgt: (1) die Realisation und der Test eines gekoppelten Meteorologie-Hydrologie Abflussvorhersagesystems und (2) die Ableitung einer Z/R -Beziehung zur Berechnung von Niederschlagsintensitäten R aus Radarreflektivitäten Z . Die Studien wurden im Ammereinzugsgebiet mit einer Fläche von 609 km^2 bis zum Pegel Weilheim in Südbayern durchgeführt. Gemessene Abflussdaten wurden genutzt, um mit Vorwärtssimulationen des hydrologischen Modells WaSiM flächendifferenzierte, stündliche Niederschlagsfelder abzuschätzen. Dazu wurden die Koeffizienten einer dreiteiligen Z/R -Beziehung so lange verändert, bis ein Minimum des Nash-Sutcliffe-Kriteriums, basierend auf Abflussbeobachtung und -simulation über einen dreimonatigen Zeitraum, erreicht wurde. Die so kalibrierte ***Q-Z/R-Beziehung*** hat in der Validierung mit Niederschlagsstationsdaten gute Ergebnisse gezeigt, hohe Niederschlagsintensitäten werden allerdings unterschätzt. Die Vorteile der hier erstmalig angewandten Methode im Vergleich zu Aneichungsverfahren an Stationsdaten sind die Möglichkeit, auch Daten geringer Niederschlagsintensitäten nutzen zu können und die Ausschaltung des Problems der Repräsentativität einer Punktmessung für eine umgebende Fläche. Es konnte außerdem gezeigt werden, dass Radarniederschlagsdaten erfolgreich über einen dreimonatigen Zeitraum in kontinuierlichen Abflusssimulationen eingesetzt werden können.

Der ***Aufbau eines Hochwasservorhersagesystems*** wurde durch die Ein-Wege-Kopplung des meteorologischen Modells WRF mit dem hydrologischen Modell WaSiM realisiert. Es wurden umfangreiche Studien auf Basis der Vorhersagen des Augusthochwassers 2005 durchgeführt. Dazu zählen die Auswirkungen unterschiedlicher GFS-Eingangsdaten, Höhenmodelle und Parametrisierungen für grid- und subgridskaligen Niederschlag, Planetarische Grenzschicht und den Stoff- und Energieaustausch zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre. Der zeitliche Verlauf der Hochwasservorhersage wurde durch fünf 72-stündliche Wettervorhersagen mit jeweils um zwölf Stunden versetzte Initialisierungszeitpunkte bis einen Tag vor dem Erreichen der maximalen Pegelstände untersucht. Dabei hat sich gezeigt, dass mit dem gekoppelten Modellsystem Extremereignisse modelliert werden können. Die Validierung erfolgte mit 13 Vorhersagen für zwei Abflussereignisse im Sommer 2001. Es konnte gezeigt werden, dass das Abflussvorhersagesystem die effektive, 48-stündliche Hochwasservorwarnung im Ammereinzugsgebiet ermöglicht. Die Vorhersage des exakten Zeitpunktes und der Abflussmenge des Hochwasserscheitels kann mit den heute verfügbaren Methoden jedoch nicht erreicht werden.

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Niederschlag ist im Bezug auf unser Ökosystem einer der wichtigsten meteorologischen Parameter und bestimmt das Leben auf der Erde in elementarer Weise. Starkniederschlagsereignisse können zu einer Vielzahl von Naturkatastrophen wie Erdbeben, Muren oder großflächigen Überschwemmungen führen.

Die in der jüngsten Vergangenheit aufgetretenen Hochwasserereignisse im alpinen Raum und die damit verbundenen Schäden zeigen den Bedarf nach verlässlichen Niederschlags- und Abflussvorhersagesystemen auf. Hier sind vor allem die Ereignisse an Pfingsten 1999, August 2002 und das Hochwasser im August 2005 zu nennen. Neben Personenschäden traten hohe volkswirtschaftliche Schäden auf, Verkehrsverbindungen wurden unterbrochen und Gemeinden von der Außenwelt abgeschnitten.

Im Zuge der Klimaänderung werden für den Alpenraum eine Intensivierung des Wasserkreislaufes und häufigere Starkniederschlagsereignisse erwartet (z.B. FREI et al. 2000, IPCC 2001, KNOCHÉ et al. 2003). Es muss daher auch häufiger mit größeren Hochwasserereignissen gerechnet werden. Die Verlängerung von Vorwarnzeiten vor großen Abflussereignissen erleichtert den Entscheidungsträgern die Planung von Gegenmaßnahmen. Diese könnte durch gekoppelte Meteorologie-Hydrologie-Simulationen erreicht werden. Dabei ist die Qualität der Niederschlagseingangsdaten in die hydrologische Modellierung ein limitierender Faktor der Vorhersagegüte.

Zur bestmöglichen Parameterschätzung bei der Kalibrierung hydrologischer Modelle wird eine gute Qualität der Eingangsdaten, vor allem des Niederschlags, vorausgesetzt. Dies ist im Alpenraum mit seiner komplexen Orographie von besonderer Wichtigkeit. Die Abschätzung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlages erfolgt in der Regel mit statistischen Mitteln: gemessener Stationsniederschlag mit guter Punkt-

niederschlagsinformation wird durch Interpolationsverfahren regionalisiert.

Radarniederschlagsdaten liefern dagegen gute räumliche Niederschlagsmuster bei gleichzeitig schwerer Quantifizierbarkeit der Niederschlagsintensitäten, die mit Hilfe einer Z/R-Beziehung zur Umrechnung von Radarreflektivitätswerten Z in Niederschlagsintensitäten R vorgenommen wird.

1.2 Zielsetzung

Die Zielsetzung der Dissertation umfasst zwei Teilbereiche:

- Verbesserung der Abflussvorhersage und Verlängerung der Vorwarnzeiten vor Hochwasserereignissen durch die Kopplung eines meteorologischen mit einem hydrologischen Modell.
- Verbesserung der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsinformation durch die Nutzung beobachteter Abflussinformation und hydrologischer Modellierung zur Kalibrierung einer Z/R-Beziehung.

Speziell in alpinen Regionen ist die Hochwasservorhersage von entscheidender Bedeutung, da die Flüsse innerhalb weniger Stunden auf Niederschlagsereignisse reagieren. Für die Abflussvorhersage müssen hier gekoppelte meteorologisch-hydrologische Modellsysteme eingesetzt werden. Daher soll geprüft werden, ob die Kopplung des neuen Wettervorhersagemodells *WRF* (Weather Research and Forecast) mit dem hydrologischen Modell *WaSiM* (Wasserhaushalts-Simulations-Modell) zu einer Verbesserung der Abflussvorhersage führt. Hierbei sollen räumlich und zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsfelder zum Einsatz kommen.

Für die Quantifizierung des Niederschlags aus Radarreflektivitäten wird das statistisch ermittelte Verhältnis zwischen diesen beiden Größen (Z/R-Verhältnis) verwendet. Zusätzlich zu den gebräuchlichen statistischen Methoden zur Bestimmung des Z/R-Verhältnisses soll in dieser Arbeit der gemessene Abfluss als Maß für den Gebietsniederschlag und damit als Flächeninformation genutzt werden. Mit Hilfe eines hydrologischen Modells werden die fehlenden Teile der Wasserbilanz berechnet und so auf den flächendifferenzierten Niederschlag rückgeschlossen, der letztlich die Ableitung einer empirischen Beziehung zur Berechnung von Niederschlagsintensitäten aus Radarreflektivitäten zulässt.

Abb. 1.1 gibt einen Überblick und zeigt den Zusammenhang zwischen den eingesetzten Methoden und Daten.

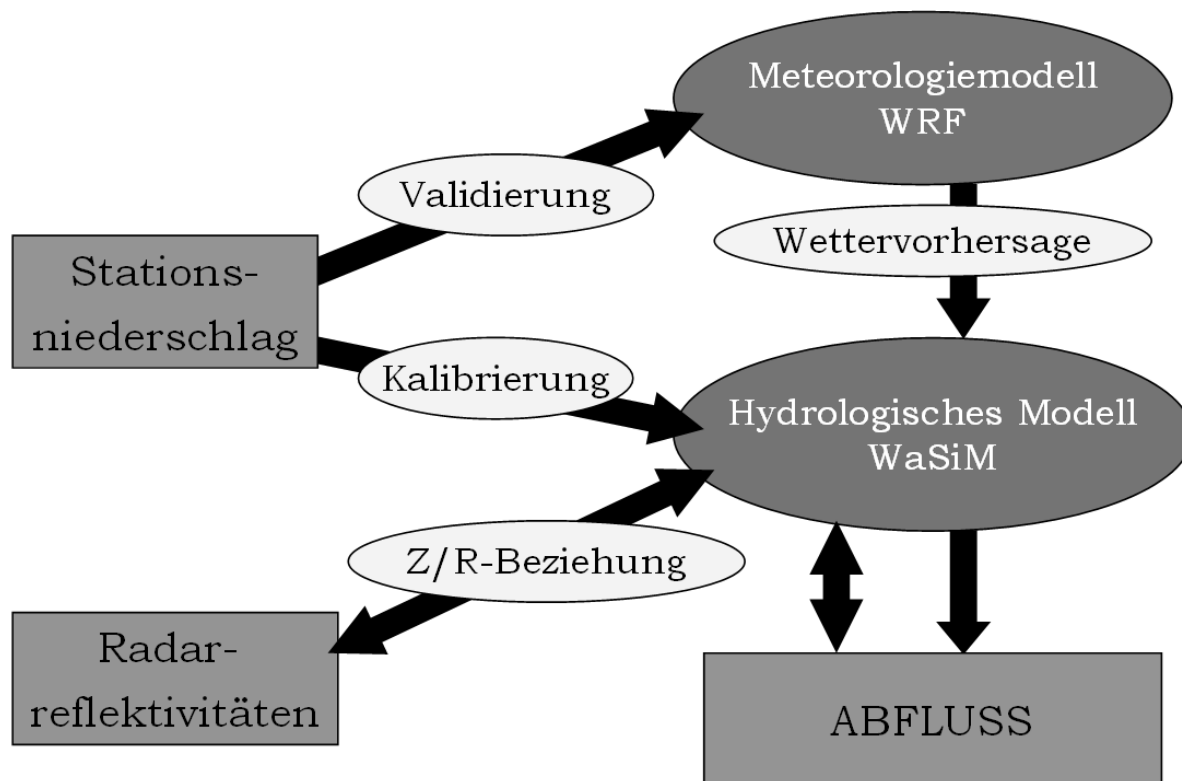


Abbildung 1.1: Überblick über die Zusammenhänge zwischen den eingesetzten Daten und Methoden zur Abflussvorhersage und zur Ermittlung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags.

1.3 Innovation

Abflussvorhersage In der vorliegenden Arbeit liegen die Wettervorhersage, Modellkopplung und Abflussvorhersage in einer Hand, so dass die Stärken und Schwächen der einzelnen Modellkomponenten des gekoppelten Systems herausgearbeitet werden können. Der Bereich der Modellkopplung von meteorologischen und hydrologischen Modellen ist heute ein weitverbreitetes Tätigkeitsfeld. Auch im Bereich des Ammereinzugsgebiets hat TASCHNER (2003) Wettervorhersagen genutzt, um das Pflingsthochwasser 1999 zu simulieren, wobei jedoch extern simulierte Wettervorhersagen genutzt wurden.

Ableitung von Niederschlagsintensitäten aus Radardaten Im Bereich der Radardatenverarbeitung werden erstmals *gemessene Oberflächenabflussdaten* genutzt, um mit

Hilfe eines kalibrierten hydrologischen Modells eine Aneicherung einer dreiteiligen Z/R-Beziehung durchzuführen. Dazu werden Simulationen über einen *dreimonatigen Zeitraum* im Sommer 2001 verwendet. Die Stärke des Verfahrens liegt in der Nutzung der *integralen Information* des Gebietsniederschlages und dessen Flächendifferenzierung mittels eines hydrologischen Modells.

1.4 Aufbau der Arbeit

Kapitel 2 liefert den *theoretischen Hintergrund* und damit den Stand der Forschung. Dabei werden die Grundlagen des Wetterradars, der hydrologischen und meteorologischen Modellierung erläutert. Die verwendeten *Modellsysteme* werden beleuchtet und die für das Verständnis der Arbeit benötigten Modellkomponenten erläutert.

Kapitel 3 gibt einen Überblick über die verwendete *Datengrundlage*. Dazu werden das Untersuchungsgebiet, die verwendeten geographischen Rauminformationen, die meteorologischen und hydrologischen Stationsdaten sowie die Radardaten beschrieben.

Kapitel 4 zeigt das *Setup der verwendeten Modellsysteme*. Hier werden die Modelleinstellungen des meteorologischen und des hydrologischen Modells erläutert. Besonderer Wert wird auf die Kalibrierung und Validierung des hydrologischen Modells gelegt. Die Ein-Wege-Kopplung von WRF und WaSiM wird beschrieben.

Kapitel 5 behandelt die *Abschätzung der Niederschlagsverteilung aus Radardaten*. Dazu wird eine dreiteilige Z/R-Beziehung mittels hydrologischer Modellierung unter Verwendung von gemessenen Oberflächenpegeldaten abgeleitet.

Kapitel 6 zeigt den Weg zur Abflussvorhersage mit der *Gekoppelten Meteorologie-Hydrologie-Simulation* auf. Hier werden *Evaluations-* und *Simulationsergebnisse* der *Wettervorhersage* für ausgesuchte Ereignisse, die *Modellkopplung* zwischen dem hydrologischen und meteorologischen Modell sowie die *Ergebnisse der gekoppelten Simulation* aufgezeigt.

2 Theoretischer Hintergrund

In diesem Kapitel werden die Grundlagen der Radarmessung und Dateninterpretation, sowie der hydrologischen und meteorologischen Modellierung erläutert. Die Auswahl der verwendeten Modellsysteme wird begründet und die für das Verständnis der Arbeit relevanten Teilmodelle aufgezeigt.

2.1 Wetterradar

In der Meteorologie wird Radar ('RADio Detection And Ranging') als die 'Kunst der Entdeckung von Objekten durch Radioechos, Bestimmung derer Bewegungsrichtung und Entfernung, Erkennung des Charakters sowie des Gebrauchs der so ermittelten Daten (BATTAN 1973)' bezeichnet. Objekte sind in diesem Fall alle atmosphärischen Bestandteile, die ein detektierbares Rückstreusignal produzieren, also z.B. Regen- und Wolkentropfen, Eis- und Schneepartikel, aber auch Insekten- und Vogelschwärme oder Flugzeuge.

Die Entwicklung von Radar war in den Anfangszeiten eng an den technologischen Fortschritt im militärischen Bereich geknüpft. Nach dem zweiten Weltkrieg wurden überschüssige militärische Radargeräte für den zivilen Sektor, u.a. für die Erforschung der Atmosphäre, verfügbar. In den darauffolgenden Jahren wurden vor allem im Bereich der Geräteentwicklung (z.B. bei Antennensystemen) große Fortschritte gemacht. Später verlagerte sie sich in Richtung der immer effektiver und komplexer werdenden Softwareentwicklung (RINEHART 2004).

Vorteile des Radars Aufgrund der Komplexität der Datenerfassung mit Radargeräten und der Schwierigkeiten der Interpretation werden die auftretenden Probleme in der Literatur ausführlich diskutiert. Daher werden hier zuerst die Vorteile der Radarniederschlagserfassung aufgezeigt. Im Vergleich zu Stationsmessungen liefern Radardaten

räumliche Informationen zur Struktur des Niederschlags. Dies ist vor allem in Gebieten, in denen sich die Messung mit Bodenstationen schwierig gestaltet, von großem Vorteil. Dies können nach RAHIMI et al. (2004) Niederschlagsmessungen in weiten Teilen von Städten, bedingt durch den Mindestabstand der Messung zu einem Hindernis, sein. Bei einem Radius von 128 km wird damit eine Fläche von mehr als 50000 km² abgedeckt. Weitere Vorteile sind die **hohe zeitliche Auflösung** (operationell 5 Minuten im DWD) sowie die **hohe räumliche Auflösung** (abhängig von der Entfernung zum Radargerät, $\approx 1 \times 1$ km²).

Im Folgenden werden die Grundzüge der Radarfernerkundung aufgezeigt. Ausführliche Beschreibungen von Radartechnik, Erläuterungen des Messprinzips und Datenverarbeitung mit meteorologischem Hintergrund finden sich unter anderem bei MEISCHNER (2004), RINEHART (2004), RAGHAVAN (2003) und BATTAN (1973).

2.1.1 Theorie der Radarfernerkundung

Die Sondierung der Atmosphäre mittels Radar ist ein indirektes Fernerkundungsverfahren. Elektromagnetische Strahlung, die sich mit Lichtgeschwindigkeit ausbreitet, wird als Informationsträger genutzt: Der an festen und flüssigen Partikeln in der Atmosphäre rückgestreute Anteil eines ausgesandten Strahlungsimpulses wird aufgezeichnet. Daher muss eine Interpretation der Daten mit empirischen Ansätzen durchgeführt werden, um aus den gemessenen Daten Niederschlagsintensitäten bestimmen zu können.

Messprinzip Die Radarfernerkundung nutzt den Effekt, dass Strahlung an festen und flüssigen Partikeln in der Atmosphäre reflektiert wird. Der *Reflektivitätsfaktor* Z wird in $[mm^6 m^{-3}]$ angegeben und repräsentiert den Rückstreuquerschnitt aller n Niederschlagspartikel mit dem Durchmesser D_i eines Kubikmeters der Atmosphäre:

$$Z = \sum_{i=1}^n D_i^6 \quad (2.1)$$

Z wird aus der vom Radargerät gemessenen rückgestreuten Energie P_R [W] abgeleitet. Diese berechnet sich mit der emittierten Energie P_T , der Distanz r zum Streuer, dem Antennengewinn G , der horizontalen und vertikalen Ausdehnung des Radarstrahls Θ und φ , der Pulslänge h , der Dielektrizitätskonstante K und der emittierten Wellenlänge

λ durch:

$$P_R = \frac{P_T G^2 \lambda^2 \Theta \varphi h |K|^2}{1024 \ln(2) \pi^2 r^2} Z \quad (2.2)$$

Aus Gl. 2.1 und 2.2 wird ersichtlich, dass die rückgestreute Energie bei stabilen Radarsystemen und ohne Phasenübergänge des Wassers von der Anzahl der Tropfen und ihrem Durchmesser abhängt, so dass eine *Nichteindeutigkeit der Messung* vorliegt. Z wird aufgrund des großen Wertebereiches in Dezibel

$$dBZ = 10 \log_{10} \left(\frac{Z}{1 \text{ mW}} \right) \quad (2.3)$$

angegeben.

2.1.2 Ableitung von Niederschlagsintensitäten

Zur Ableitung von Niederschlagsintensitäten R aus Radarreflektivitätsdaten alleine können Z/R -Beziehungen der Form

$$Z = aR^b \quad (2.4)$$

mit den empirisch ermittelten Koeffizienten (a, b) herangezogen werden. Diese gehen auf theoretische Studien von MARSHALL & PALMER (1948) zurück. Dazu wurden die folgenden Annahmen getroffen:

- Homogene Füllung des gescannten Luftvolumens mit Niederschlagspartikeln
- Rayleigh-Streuung ($D \ll \lambda$)
- exponentielle Tropfengrößenverteilung
- Niederschlagspartikel sind sphärisch und haben denselben Phasenzustand
- Mehrfachreflexion ist vernachlässigbar

Die resultierende Beziehung war $Z = 296R^{1.47}$. In den folgenden Jahren wurden eine Reihe, meist wetterlagenbezogene, Koeffizientenpaare (a, b) für unterschiedliche Radargeräte publiziert. Basierend auf den Arbeiten von ANIOL (1975, 1980) wurde im Deutschen Wetterdienst (DWD) bislang eine mittlere Beziehung eingesetzt. Dazu wurden mit Hilfe von Regenschreibern, Ombrometern und Distrometern für vier Wettertypen und den Messzeitraum 1976-1978 Z/R -Beziehungen abgeleitet. Die resultierende Beziehung war

$Z = 231R^{1.43}$. Innerhalb der Einzelniederschläge schwankten die Faktoren a zwischen 61 und 872 und der Exponent b zwischen 0.75 und 1.95. Die Arbeit wurde in Lichtenau, ungefähr 10 km vom Hohenpeißenberg entfernt, durchgeführt. Das gewichtete Mittel aus diesen Daten war $Z = 256R^{1.42}$. Auch heute noch werden Z/R-Beziehungen zur Bestimmung von Regenraten für einzelne Radargeräte oder Wetterdienste abgeleitet (z.B. MORIN et al. 2005).

2.1.3 Charakteristik von Radardaten

Eigenschaften des Radarstrahls Mit zunehmender Entfernung zum Radargerät verändern sich die Höhe des Strahls über der Erdoberfläche und seine Ausdehnung. Unter Berücksichtigung der Refraktion der Standardatmosphäre und der Erdkrümmung kann die Höhe des Strahls berechnet werden. Tab. 2.1 zeigt dies neben der Verbreiterung des Radarstrahls mit der Entfernung zum Radargerät auf.

Tabelle 2.1: Eigenschaften eines Radarstrahls mit einem Öffnungswinkel von 2° bei horizontaler Emission des Impulses, alle Angaben in [km] (nach RAGHAVAN 2003)

Entfernung	Höhe der Basis	Höhe der Obergrenze	Vertikale Ausdehnung	Horizontale Ausdehnung
10	≈ 0	0.17	0.17	0.33
50	0.15	0.98	0.83	1.66
100	0.6	2.25	1.65	3.32
150	1.35	3.81	2.46	4.98
...				
400	9.5	16.06	6.56	13.25

Bei den bisherigen Beschreibungen wurde davon ausgegangen, dass vom Radargerät nur eine Hauptkeule emittiert wird. Aufgrund der Antennentheorie entstehen jedoch Nebenkeulen, die in Abb. 2.1 aus einer Messung am NCAR dargestellt sind. Nach BATTAN (1973) sind Signale durch Seitenkeulen für die Regenmessung vernachlässigbar, nicht jedoch die Reflexion an nahe am Radargerät liegenden Hindernissen oder solchen mit hohen Reflektivitäten. Dazu zählen neben Gebäuden vor allem Gebirgsstrukturen in orographisch stark gegliedertem Gelände.

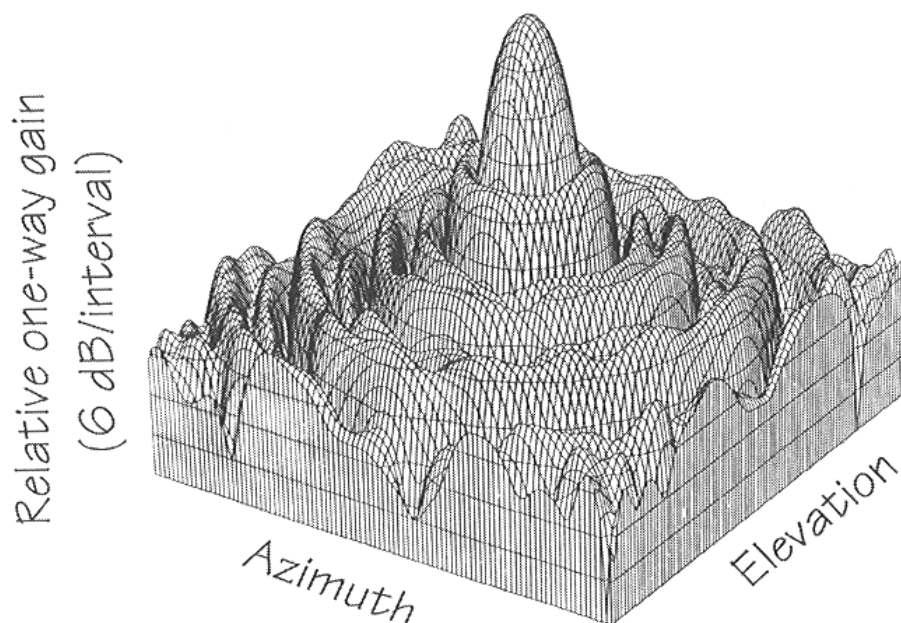


Abbildung 2.1: Haupt- und Seitenkeulen beim CP2 X-Band-Radar am NCAR. In Elevation- und Azimuthorichtung sind $\pm 5^\circ$ aufgetragen. (RINEHART 2004)

2.1.4 Grenzen der Radarmessung

In der meteorologischen Radarmessung gibt es eine Reihe von Unsicherheiten und Fehlerquellen, die im Folgenden kurz erläutert werden.

Technische Einschränkungen Schwierigkeiten in der Regenratenbestimmung aus Radardaten entstehen schon durch gerätespezifische Eigenschaften. Nach GERMANN (1999) kann durch die 2-Wege-Dämpfung des Radoms, der Schutzhülle der Antenneneinheit, bei mäßigem Regen eine Signalabschwächung von 3 dBZ, und damit eine Fehlberechnung des Niederschlags um den Faktor zwei, erwartet werden. Ferner unterliegen Sender und (vor allem analoge) Empfänger gewissen Schwankungen, die durch periodische Kalibrierung minimiert werden.

Interpretation der Daten Da es sich bei der Radarfernerkundung um ein indirektes Messverfahren handelt, müssen die erhobenen Daten interpretiert werden. Dazu wird z.B. die Z/R-Beziehung mit den oben genannten Annahmen genutzt, die jedoch nicht immer erfüllt sind. Daneben müssen nach JORDAN et al. (2000) die abgeleiteten Niederschlagsintensitäten über die zeitliche Auflösung der Messung als konstant angenommen werden. Da die Interpretation der Daten mit einer Z/R-Beziehung nicht immer zu befriedigenden Ergebnissen führt, sind weiterführende Verfahren wie die Aneichung an

Stationsdaten oder die in dieser Arbeit vorgestellte Methode unter Verwendung des Abflusses entwickelt worden.

Festkörperreflexion oder Clutter wird von stationären und beweglichen Objekten wie Gebäuden, Meereswellen, Bergen, Vogel- und Insektenschwärmen oder Flugzeugen erzeugt. Im Falle temporärer, durch schichtungsbedingte Strahlkrümmung zum Erdboden hin verursachter Bodenechos spricht man von *Anaprop* (anomale Propagation). Vor allem bei Gebäuden in der Nähe des Radargerätes und bei Berggipfeln mit hohen Rückstreuquerschnitten ist auch die Reflexion von Nebenkeulen von Bedeutung. (JOSS & GERMANN 2000)

Abschirmeffekte und Dämpfung Verbunden mit Hindernissen im Strahlengang ist eine radiale Abschirmung des Radarsignals zu beobachten. Starkniederschläge verursachen eine Schwächung des Strahls in begrenzten Azimuthbereichen. Atmosphärische Bestandteile (z.B. O_2 und H_2O -Dampf) führen zur wesentlich geringeren Dämpfung des Radarsignals, die in der Regel durch mittlere Korrekturen beseitigt wird. Dämpfung oder Abschirmung durch Niederschlagsgebiete sind nach MEISCHNER (2004) nur schwer quantifizierbar.

Atmosphärenmessung Bei der räumlichen Integration der Messungen ergeben sich Schwierigkeiten infolge der unterschiedlichen Größen und Füllung des Volumens mit Niederschlagspartikeln. Mit der Geometrie des Radarstrahls und der heterogenen vertikalen Struktur der Reflektivität (z.B. VIGNAL et al. 2000) ergeben sich entfernungsabhängige Fehler. Bei höheren Elevationswinkeln muss die Verdunstung des Niederschlags auf dem Weg zur Erdoberfläche berücksichtigt werden. Die Abtastung eines Atmosphärenvolumens stellt nach JORDAN et al. (2000) im Vergleich zu Bodenmessungen den größten Fehler in der Radarniederschlagserfassung dar.

Bright Band In mittleren und hohen geographischen Breiten wird Niederschlag häufig über die Eisphase gebildet. Daraus können neben Regen auch Schneepartikel mit einer sehr kleinen Dielektrizitätskonstante $|K|^2 = 0.197$ entstehen. Wenn diese unter die 0°C -Isotherme fallen, bildet sich ein Wasserfilm, so dass das Radar einen großen Wassertropfen mit großer $|K|^2 = 0.93$ sieht. Die Rückstreuung wird weiterhin durch

die nichtsphärische Form des Schnee-Wasserpartikels vergrößert. Die Identifizierung des Bright Band wird i.d.R. mit Volumenscans oder Vertikalradargeräten durchgeführt und ist nicht immer eindeutig bestimmbar. Nach ZBINDEN (2004) ist $Z > 45$ dBZ ein Kriterium für das Auftreten von Hagel. Abb. 2.2 zeigt rot eingefärbt sehr hohe Reflektivitäten > 55 dBZ, die eine eindeutige Bestimmung des Bright Band erlauben.

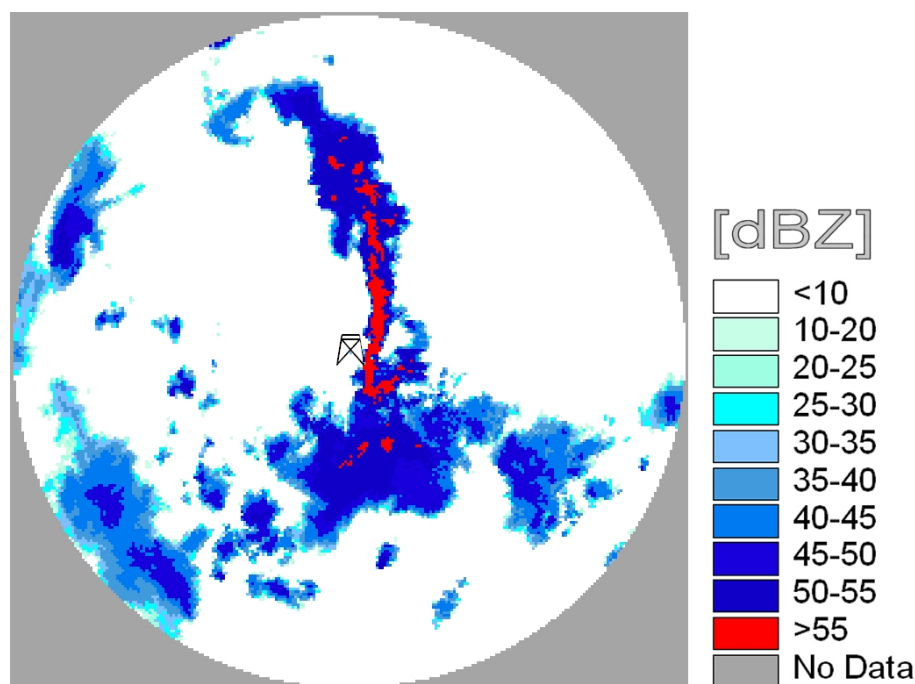


Abbildung 2.2: Gewitterfront am Nachmittag des 06.07.2001 mit *bright band* in fünfminütiger Radarszene vom MOHp, maximale Reflektivität 60 dBZ.

Horizontale Verfrachtung Bei der Interpretation von Radarmessungen muss bedacht werden, dass Niederschlagspartikel auf dem Fallweg mit dem horizontalen Windfeld transportiert werden. Nach MITTERMAIER et al. (2004) kann dies bei flüssigen Partikeln vernachlässigt werden, während bei Schnee Verfrachtungen bis zu 20 km beobachtet wurden.

2.1.5 Einsatz von Wetterradar in der Hydrologie

Radardaten liefern vielfältige Anwendungsmöglichkeiten in der Hydrologie. Diese reichen von hydrometeorologischen Studien bis hin zur Niederschlags- und Abflussvorhersage. Die Arbeitsbereiche in der Hydrologie, in denen Radarniederschlagsdaten genutzt werden, überschneiden sich, so dass die folgende Einteilung nicht absolut zu nehmen ist.

Abschätzung des Niederschlags Der große Vorteil der Niederschlagserfassung mittels Radar ist, trotz aller Unsicherheiten der Quantifikation, die qualitative Information der räumlichen Niederschlagsverteilung. Dieser Vorteil zeigt sich vor allem bei *kleinräumigen Niederschlagsstrukturen* wie z.B. bei thermisch oder orographisch induzierten konvektiven Ereignissen. Dies wurde z.B. von LANGE et al. (2003) herausgestellt, die die Auswirkungen kleinräumiger, konvektiver Niederschlagsereignisse auf ein 1.7 km^2 großes Einzugsgebiet untersuchten.

Zur großräumigen Erfassung des Niederschlags werden weltweit *Radarverbundsysteme* aufgebaut. Vorreiter war das NEXRAD (Next Generation Radar), das in den Vereinigten Staaten zur Beobachtung extremer Wetterereignisse aufgebaut wurde. Heute sind über 130 Radargeräte in dieses System integriert (KRUGER et al. 2006). Der Radarverbund des DWD besteht aktuell aus 16 Radarsystemen, die das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland vollständig abdecken, und dem Forschungsradar des MOHp. Daneben sind in allen europäischen Nachbarländern Verbundsysteme etabliert, die europäische Harmonisierung wird durch OPERA (Operational Programme for the Exchange of Weather Radar Information) koordiniert. Der Aufbau solcher Systeme wird weltweit vorangetrieben.

Die *Aneichung der Radarabschätzung* an Bodenmessungen des Niederschlags ist ein weitläufiges Forschungsfeld. Hier wird aus den zahlreichen Verfahren nur eine kleine Auswahl vorgestellt, die unterschiedliche Ansätze aufzeigt: das *Merging-Verfahren* nach EHRET (2002) interpoliert Stationsdaten und Radardaten mittels Kriging mit den Stützstellen der Bodenstationen. Vom ursprünglichen Radarbild wird das interpolierte Radarbild abgezogen und im letzten Schritt die Interpolation aus den Stationsmessungen auf das entstandene Bild aufgeprägt. Dieses Verfahren wird in RADOLAN (2004) aufgegriffen. Daneben werden die einfachen Differenzen- und Quotientenverfahren auf Basis von Tages- und Stundenwerten diskutiert. SOKOL (2003) nutzt zur Aneichung eine lineare Regression mit Stationsmessungen als Regressoren. Da dieses Verfahren den gerichteten Fehler zwischen Station und Radarmessung nicht beheben kann, wird eine Normalisierung über das Verhältnis der Niederschlagssummen aus Stationen und Radar durchgeführt. Zur Verbesserung der Extremwerte wird zusätzlich eine Histogrammkorrektur vorgenommen.

Niederschlagsvorhersage Beim *Nowcasting* werden Kurzfristniederschlagsvorhersagen, je nach Autor, drei Stunden oder bis maximal sechs Stunden in die Zukunft durchgeführt. Dazu bedient man sich der Extrapolation von gemessenen meteorologischen Daten (SMITH & AUSTIN 2000). Im Bereich der radarbasierten Niederschlagskurzfristvorhersage nutzt man nach LIGDA (1953) die Persistenz und die Fortbewegung von Radarechos. Das *Nowcasting* kann zur *Kurzfristabflussvorhersage* und zur *Unwetterwarnung*, z.B. das KONRAD (KONvektionsentwicklung in RADarprodukten) des DWD am MOHp, eingesetzt werden (MECKLENBURG et al. 2000).

Neben der Kurzfristvorhersage für Hongkong, bei der Radardaten und stationsbasierte Messungen genutzt werden, findet sich bei LI & LAI (2004) eine Übersicht über *operationell betriebene Kurzfristvorhersagen*. SOKOL (2006) zeigt eine Möglichkeit auf, mit der Kombination aus Radar- und NWP-Daten stündlichen Niederschlag bis sechs Stunden im Voraus zu berechnen. GRECU & KRAJEWSKI (2000) vergleichen unterschiedliche Methoden, basierend auf Persistenz, Advektion und neuronalen Netzen, sowie den Effekt unterschiedlicher räumlicher Auflösungen. HOHTI et al. (2000) nutzen die polarimetrische Windmessung zur Trajektorienbestimmung.

Hydrometeorologische Untersuchungen Durch die Verfügbarkeit von räumlich und zeitlich hochaufgelösten Niederschlagseingangsdaten werden hydrometeorologische Studien möglich, die zu einem besseren Verständnis der abflussbildenden Prozesse genutzt werden können. So haben KOREN et al. (1999) die Abhängigkeit der Abflussbildung, Evapotranspiration und Bodenfeuchte von der räumlichen Variabilität des Niederschlags untersucht. Dabei wurden vier unterschiedliche *lumped-model* Ansätze eingesetzt, die mit $4 \times 4 \text{ km}^2$ NEXRAD Radardaten angetrieben wurden. Je gröber die Modellauflösung gewählt wurde, desto weniger Abfluss und desto mehr Evapotranspiration wurde in jedem der vier Modelle simuliert. In der Arbeit von GOURLEY & VIEUX (2006) werden Unsicherheiten hydrologischer Modelle untersucht. Neben modellinternen Parametern werden auch Niederschlagseingangsdaten betrachtet. Dazu werden fünf räumliche Niederschlagsprodukte (aus Stationsdaten, Radar, Radar angeeicht, Radar und Satellitendaten, Radar und Satellitendaten angeeicht) genutzt. Es hat sich gezeigt, dass in Abhängigkeit vom verwendeten Niederschlagsprodukt Peakhöhe und -zeitpunkt des maximalen Abflusses variieren. Ähnliche Ergebnisse fanden JOHNSON et al. (1999) mit einem auf sechstündliche Eingangsdaten kalibrierten hydrologischen Modell und SUN et

al. (2000) in einem 1060 km^2 großen EZG in NW-Australien. Neben der operationellen Niederschlagserfassung wurden mit Radardaten auch Wiederkehrintervalle für extreme Gebietsniederschläge untersucht (ALLEN & DEGAETANO 2005).

2.2 Hydrologische Modellierung

Zum besseren Verständnis von hydrologischen Systemen werden hydrologische Modelle herangezogen, die im idealisierten Maß eine Abstraktion der Realität darstellen (BEVEN 2001). Die Abstraktion wird durch die Komplexität der ablaufenden Prozesse und durch die Limitierung der Daten nötig.

2.2.1 Modellkonzepte

Aufgrund unterschiedlicher Zielsetzungen und Anwendungsbereichen kam es in den letzten Jahrzehnten zur Entwicklung unterschiedlicher Modelle und verschiedener Modellkonzepte (OVERLAND & KLEEGERG 1992). Bei der Auswahl eines hydrologischen Modells spielen der Anwendungsbereich, Datengrundlage, Gebietsgröße, betrachteter Zeitraum, betrachtete hydrologische Prozesse sowie ein der Fragestellung angemessener Zeitaufwand eine Rolle. Eine Klassifizierung hydrologischer Modelle kann auf unterschiedlichen Ansätzen beruhen. Ein weit verbreiteter Ansatz ist nach DYCK & PESCHKE (1995) die Klassifizierung nach dem Grad der Kausalität:

- **Black Box Modelle** beschränken sich auf das Ursache-Wirkungsprinzip von Systemeingaben und -ausgaben. Bekanntester Vertreter ist der *Unit Hydrograph* (SHERMAN 1932).
- **Grey Box Modelle** oder konzeptionelle Modelle basieren auf empirischen Näherungen. (z.B. HBV-96, LINDSTRÖM et al. 1997)
- **White Box Modelle** oder physikalisch basierte Modelle beschreiben hydrologische Prozesse weitgehend physikalisch. Neben den Grundsätzen der Hydro- und Thermodynamik können auch chemische und biologische Prozesse berücksichtigt werden. Bei dem Modell GEOtop (RIGON & BERTOLDI 2006) werden die Wasser- und Energiebilanz gekoppelt berechnet.

Die Grenze zwischen konzeptionellen und physikalischen Modellen schwimmt mehr und mehr. Dies kann darauf zurückgeführt werden, dass konzeptionelle Modelle physikalisch basierte Prozessabläufe einbeziehen und physikalische Modelle aufgrund von fehlenden Eingangsdaten auf konzeptionelle Ansätze zurückgreifen müssen (GRAHAM 2000). Eine weitere Möglichkeit der Klassifizierung hydrologischer Modelle basiert auf der räumlichen Diskretisierung:

- ***lumped* Modelle** wie die ursprüngliche Version des HBV-Modells des Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institutes (BERGSTRÖM 1976) geben räumlich heterogene Parameter durch die Mittelung über die Fläche wieder. Hier liegt die Annahme zugrunde, dass Parameter einzugsgebietsweit einen homogenen Charakter besitzen (TODINI 1988).
- **flächendifferenzierte Modelle** berücksichtigen die räumliche Heterogenität des betrachteten Gebietes durch die Möglichkeit, unterschiedlich reagierende Teilflächen mit räumlich differenzierten Parametern zu belegen. Beschränkt wird dies durch die räumliche Auflösung des Modells. (z.B. WaSiM, SCHULLA 1997)
- **semidistributive Modelle** unterteilen Einzugsgebiete in *response units* oder *Hydrotope* mit gleichen hydrologischen Eigenschaften. Ein Beispiel ist das PREVAH (Precipitation-Runoff-Evapotranspiration-Hydrotope oriented Model, GURTZ et al. 1999).

Als weiteres Klassifizierungskriterium kann der modellierte Zeitraum herangezogen werden. Danach unterscheidet man *eventbasierte* und *kontinuierliche* Modelle. Einige hydrologische Modelle können für unterschiedliche Zeitskalen eingesetzt werden.

2.2.2 Kriterien für die Auswahl des hydrologischen Modells

Bei der Auswahl eines hydrologischen Modells müssen Fragestellung, Datenverfügbarkeit, Größe des Untersuchungsgebietes, betrachteter Zeitraum und die ablaufenden hydrologischen Prozesse berücksichtigt werden.

Die vorliegende Arbeit erfordert ein hydrologisches Modell, das sowohl die

- **Prozesse der Hochwasserentstehung** abbilden kann als auch die

- **Anpassung an das Untersuchungsgebiet** und damit die Überprüfung von Eingangsdaten ermöglicht.

Diese Anforderungen sind vollkommen unterschiedlich. Nach NIEHOFF (2001) ist die Vorgabe möglichst genauer Speicherfüllstände am Anfang der hydrologischen Simulation eine Voraussetzung für gute Abflussvorhersagen. Dies ist mit dem ausgewählten Wasserhaushaltsmodell WaSiM möglich. Im Vergleich zu einfacheren Modellen erkaufte man sich diesen Vorteil durch die deutlich höhere Rechenzeit.

Für die Hochwasserentstehung in orographisch stark gegliedertem Gelände ist außerdem die *räumliche und zeitliche Diskretisierung* von großer Bedeutung. Daneben muss die Infiltration und insbesondere die *Bildung von gesättigtem Oberflächenabfluss* möglichst genau beschrieben werden. Außerdem müssen Effekte der Wasserspeicherung an der Oberfläche (*Interzeption*) und der *Evapotranspiration* berücksichtigt werden. Dies kann z.B. durch die *Landnutzungsinformation* realisiert werden. Eine weitere Voraussetzung für die Abflussvorhersage sind Informationen zu den *initialen Speicherfüllungen* (z.B. Bodenfeuchte).

SMITH et al. (2004) vergleichen Modellfiltereffekte auf der Basis von Messdaten und hydrologischen Simulationen mit einem flächendifferenzierten und einem lumped-Modell jeweils in zwei EZGs (795/1645 km²). Auf dieser Basis empfehlen sie den Einsatz von flächendifferenzierten Modellen in Gebieten mit hoher räumlicher Niederschlagsvariabilität wie dem Ammer-Einzugsgebiet.

Für die Kalibrierung von Eingangsdaten ist alleine die zuverlässige Reproduzierbarkeit der Zielgröße Oberflächenabfluss durch die Eingangsgröße Niederschlag wichtig, so dass kein in Abschnitt 2.2.1 vorgestelltes Modellkonzept ausgeschlossen werden kann.

Die Anpassungsfähigkeit des in dieser Arbeit gewählten Modells an unterschiedlichste Untersuchungsgebiete haben die breiten Anwendungsmöglichkeiten des Modells gezeigt, so z.B. die hochaufgelöste meteorologisch-hydrologische Modellierung alpiner Einzugsgebiete (KUNSTMANN & STADLER 2005), Abflussvorhersage in den Alpen (JASPER et al. 2002), die Ermittlung der Grundwasserneubildung in semi-ariden Klimazonen (MARTIN 2005), Auswirkungen von Landnutzungsänderung und Energiegewinnung durch Wasserkraft auf den alpinen Teil des Rheins (VERBUNT et al. 2005), sowie die Auswirkungen der Klimaänderung auf die Wasserverfügbarkeit in Westafrika (JUNG 2006).

2.2.3 WaSiM-ETH

WaSiM ist ein deterministisches, flächendifferenziertes hydrologisches Modell, das auf Einzugsgebietsbasis arbeitet. Es kann sowohl für eventbasierte als auch für kontinuierliche Simulationen eingesetzt werden. Ursprünglich wurde das Modellsystem entwickelt, um die Auswirkungen eines sich verändernden Klimas auf die Wasserbilanz in alpinen Einzugsgebieten zu untersuchen. Auf der Grundlage vereinfachter physikalischer Prozessbeschreibungen werden die wichtigsten Prozesse der Zustandsänderung, des Transports und der Speicherung des Wassers beschrieben. Im Grundwassermodell sind die Modellgrenzen in horizontaler und vertikaler Richtung undurchlässig. Durch vordefinierte Randbedingungen kann Wasser zu- oder abgeführt werden. Dies kann z.B. zur Modellierung von verkarsteten Gebieten genutzt werden, wenn entsprechende Messdaten vorliegen. Die horizontale Begrenzung des simulierten Raumes wird durch Einzugsgebietsgrenzen vorgegeben. (SCHULLA 1997)

Das hydrologische Modell hat sich vielfältig in alpinen Einzugsgebieten bewährt. Dazu zählen z.B. der Einsatz im EZG der Thur mit einer Gesamtfläche von 1700 km^2 und des Wernersbaches (4.6 km^2 , SCHULLA 1997), der Mangfall (1102 m^2 , KUNSTMANN & STADLER 2005), aber auch der Ammer selbst (KRAUSE 2003, MAYR 2004). Im Folgenden werden die für diese Arbeit wichtigsten Modellkomponenten beschrieben. Eine detaillierte Beschreibung des Modells, der grundlegenden Formeln und ein Tutorial finden sich bei SCHULLA (1997) sowie SCHULLA & JASPER (2000).

Präprozessierung Aus einem Digitalen Höhenmodell (DHM) des Einzugsgebietes werden durch die topographische Analyse Informationen zu Hangneigung, Exposition, Fließzeitsummen, Teileinzugsgebietsgrenzen, Fließrichtungen und das Flussnetz abgeleitet.

Simulation Der Modellablauf und Teilmodule von WaSiM-ETH sind in Abb. 2.3 dargestellt. Die für diese Arbeit relevanten Teilmodule werden im Folgenden kurz vorgestellt.

Korrektur meteorologischer Eingangsdaten Die Erfassung meteorologischer Größen unterliegt Messfehlern, die in zwei Gruppen eingeteilt werden können: Geräteinterne Fehler und Fehler durch externe Einflüsse. Niederschlag stellt die wesentliche Größe für die hydrologische Modellierung dar. Dabei ist die Stationsmessung mit systematischen

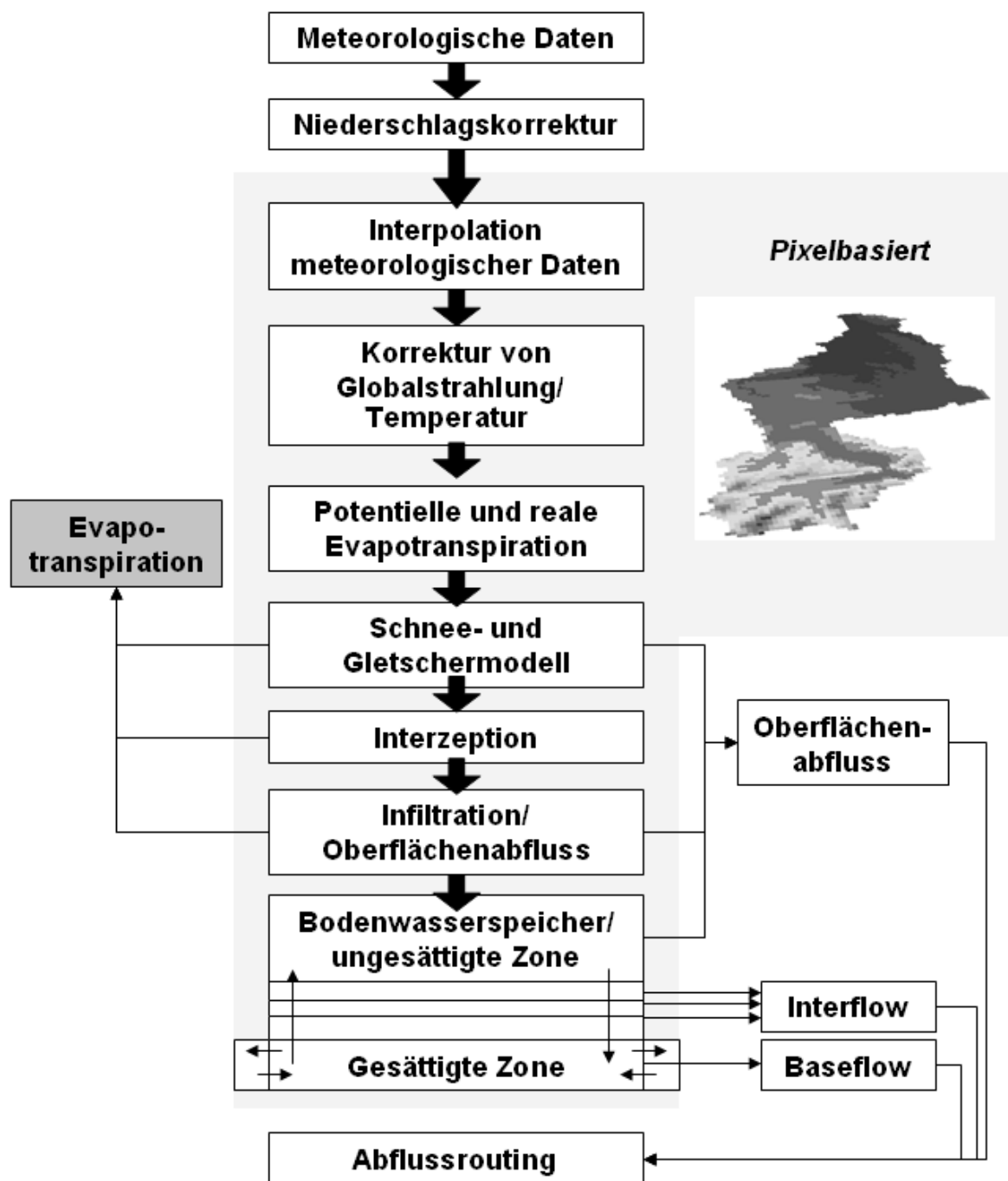


Abbildung 2.3: Modellstruktur des Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM (verändert nach SCHULLA & JASPER 2000)

Messfehlern behaftet. Dies kann durch den Verdunstungsverlust, das Vorhandensein von Haftwasser, Herausspritzen von Wasser aus dem Messgerät und dem Windfehler erklärt werden. Der Windfehler kann zu großen Messungenauigkeiten, vor allem bei Schnee, führen. Niederschlagsmessgeräte erfassen in der Regel zu wenig Niederschlag. (RICHTER 1995, DYCK 1983)

Modellintern wird der Niederschlag P in Abhängigkeit vom Aggregatzustand korrigiert, der wiederum über eine Grenztemperatur definiert ist. So wird mit Hilfe einer linearen Regression der korrigierte Niederschlag P_{corr} unter Verwendung der Windgeschwindigkeit \bar{u} berechnet:

$$P_{corr} = P (a + b \bar{u}) \quad (2.5)$$

Die Korrekturparameter a, b werden aggregatzustandsabhängig angegeben. In Abhängigkeit von verwendetem Messgerät und betrachtetem Raum müssten diese Parameter geeicht werden. Dies ist jedoch oft nicht möglich, so dass Standardparameter angenommen werden müssen.

Für die Berechnung von Wasserhaushaltsgrößen in orographisch stark gegliedertem Gelände ist der Einfluss der topographischen Abschattung zu berücksichtigen. Dies wirkt sich in erster Linie auf den einfallenden kurzwelligigen Strahlungsanteil (GEIGER et al. 1995) und somit über die Energiebilanz auch auf die Temperatur aus. Über das Verfahren von OKE (1987) wird zu jedem Zeitpunkt im Jahr der Sonnenstand, Sonnenauf- und Untergangszeit, Einstrahlung auf geneigte Flächen und die Abschattung berechnet. Die Korrektur der Globalstrahlung $R \downarrow [Wh/m^2]$ erfolgt mit der Sonnenscheindauer SSD , dem Zenithwinkel Z sowie dem Abweichungswinkel θ zwischen der Sonneneinstrahlungsrichtung und der Normalen zu einer Rasterfläche nach:

$$R \downarrow_{corr} = R \downarrow \left(1 + (1 - cr) SSD \left[\frac{\cos\theta}{\cos Z} - 1 \right] \right) \quad (2.6)$$

Durch den Parameter cr wird die diffuse kurzwellige Strahlung berücksichtigt. Vereinfachend wird die Temperaturkorrektur analog zur Strahlungskorrektur durchgeführt. Basierend auf den Messergebnissen von RICHTER (1979) wird die Korrektur auf $\pm 3 K$ begrenzt.

Interpolation der Eingangsdaten Für die hydrologische Modellierung werden meteorologische Eingangsdaten benötigt, die für gewöhnlich als Stationswerte vorliegen. Diese müssen auf die Gridzellen des Untersuchungsgebietes interpoliert werden. Radardaten und Ausgabedaten meteorologischer Modelle liegen zwar als Flächendaten vor, sie müssen aber auch auf die Rasterstruktur des hydrologischen Modells interpoliert werden. In dieser Arbeit werden die folgenden statistischen Methoden eingesetzt:

- *Inverse Distance Weighting (IDW) Interpolation*

Bei dieser Interpolationsmethode werden alle Stationen in der angegebenen Entfernung entsprechend Ihrem Abstand zum Zielpunkt gewichtet. Dazu wird ein Entfernungsreziprok vorgegeben (siehe Gl. 5.3).

- *Höhenabhängige lineare Regression*

Eine Regression wird bei einer Höhenabhängigkeit der Eingangsdaten, z.B. der Temperatur und der Windgeschwindigkeit, durchgeführt. Vor allem in orographisch stark gegliedertem Gelände kann die Höhenabhängigkeit einer Größe ausgeprägter sein als die horizontale Variabilität. Die Höhenabhängigkeit wird durch eine lineare Regression beschrieben, die für maximal drei Höhenabschnitte separat durchgeführt werden kann, um Inversionen abbilden zu können.

- *Thiessenpolygone*

Es werden nur die nächstgelegenen Stationen berücksichtigt. Diese Interpolationsmethode wird bei den Ausgabedaten von meteorologischen Modellen verwendet, um die bestmögliche Massen- und Energieerhaltung bei der Übergabe zu gewährleisten.

Daneben stehen die bilineare Interpolation, die z.B. auch bei der Interpolation von Radardaten eingesetzt wird, und eine Kombination aus IDW und höhenabhängiger Regression zur Verfügung.

Interzeption Die Speicherung von Niederschlag auf der Vegetation, der Streuschicht und der Geländeoberfläche wird über einen einfachen Speicheransatz berücksichtigt. Die Speichergröße hängt von Pflanzenart, LAI und Vegetationsbedeckungsgrad ab. Die Ausschöpfung des Interzeptionsspeichers erfolgt über die potentielle Verdunstung. Nach Füllung des Speichers wird überschüssiges Wasser dem Infiltrationsmodell zugeführt.

Verdunstungsmodell Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration wird mit dem Ansatz nach PENMAN-MONTEITH (MONTEITH 1975, BRUTSAERT 1982) durchgeführt. Dabei werden neben den meteorologischen auch pflanzenphysiologische Bedingungen wie z.B. Stomatawiderstand, Wurzeltiefe, LAI, effektive Bewuchshöhe und deren Veränderung in Jahresverlauf berücksichtigt. Zur Ermittlung der realen Evapotranspiration wird im ersten Schritt die potentielle Evapotranspiration um die Speicherfüllung des Interzeptionsspeichers reduziert. Dabei wird die aktuelle Bodenfeuchte berücksichtigt, sodass die reale im Vergleich zur potentiellen Verdunstung durch die Vergrößerung der Stomatawiderstände bei Unterschreiten eines kritischen Bodenfeuchtwertes nach MENZEL (1997) weiter reduziert werden kann.

Infiltration Die Berechnung der Infiltration wird nach dem Ansatz von PESCKE (1977, 1987) durchgeführt, der auf den Vorstellungen von GREEN & AMPT (1911) aufbaut. Dabei wird von einem homogenen, ungeschichteten Boden ausgegangen, bei dem der Matrixfluss gegenüber dem Makroporenfluss dominierend ist. Wenn die Niederschlagsintensität die Infiltrationskapazität überschreitet, kommt es zur Bildung von gesättigtem Oberflächenabfluss.

Bodenmodell Die vertikale Wasserbewegung in der ungesättigten Zone wird durch die RICHARDS-Gleichung

$$\frac{\delta\Theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \left(-k(\Theta) \frac{\delta\psi(\Theta)}{\delta z} \right) \quad (2.7)$$

mit Θ Wassergehalt [m^3/m^3]
 t Zeit [s]
 k hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
 ψ hydraulische Höhe [m]
 z Vertikalkoordinate [m]

beschrieben. Sie wird in diskretisierter Form für jede Gridzelle berechnet. Hydraulische Höhe und -Leitfähigkeit werden in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt mit den Bodenkennlinien nach VAN GENUCHTEN (1976) parametrisiert. Durch die Verringerung der hydraulischen Leitfähigkeit k_s mit der Tiefe z

$$k_{s,z} = k_s k_{rec}^z \quad (2.8)$$

durch die Rezessionskonstante k_{rec} kann der Interflow q_{ifl} für die Schicht m

$$q_{ifl} = k_s(\Theta_m) \Delta z d_r \tan\beta \quad (2.9)$$

mit der Drainagedichte d_r als Skalierungsfaktor für die Entwässerungsdichte gebildet werden. Das lokale Gefälle β wird auf maximal 45° begrenzt.

Grundwassermodul Im Bodenmodell wird der eindimensionale vertikale Fluss zwischen ungesättigter Zone und Grundwasser berechnet. Die sich aus den aktuellen Druckhöhenverteilungen ergebenden lateralen Flüsse werden im Grundwassermodell zweidimensional simuliert. Dabei wird die Massenbilanz sowie das DARCY-GESETZ berücksichtigt. Boden- und Grundwassermodell werden zeitschrittabhängig gekoppelt.

Abflussrouting Die Abflussberechnung erfolgt durch die Simulation einer kinematischen Welle. Zunächst wird für Teilstrecken die zeitliche Translation modelliert. Für die Retention werden Einzellinearspeicheransätze für den Oberflächenabfluss Q_d und Interflow Q_{ifl} verwendet. Die Abflussspende Q zum Zeitpunkt t berechnet sich mit dem Abfluss Q_0 zum Zeitpunkt t_0 im Zeitschritt $\Delta t = t - t_0$ mit der Rezessionskonstante K nach:

$$Q_t = Q_0 e^{-\frac{\Delta t}{K}} \quad (2.10)$$

Die Rezessionskonstante für den Direktabfluss K_D wird immer kleiner gewählt als die Rezessionskonstante für den Interflow K_I . Im letzten Schritt des Routings wird die Überlagerung von Abflüssen aus verschiedenen Teileinzugsgebieten modelliert.

2.3 Meteorologische Modellierung

In der numerischen Wettervorhersage (*numerical weather prediction*, NWP) werden zwei Arten von Modellen eingesetzt: Globale Zirkulationsmodelle (*General Circulation Model*, GCM) und Regionalmodelle (*Limited Area Model*, LAM). GCM werden eingesetzt, um *medium range forecasts*, d.h. Vorhersagen über einen Zeitraum $>2 d$, durchzuführen. Zur Beobachtung kleinskaliger Einflüsse auf die Atmosphäre (z.B. Topographie) wird eine höhere horizontale Auflösung benötigt. Dazu werden LAM eingesetzt, die als Randbedingungen die Vorhersagen von GCM nutzen (Abb. 2.4). (KALNAY 2003)

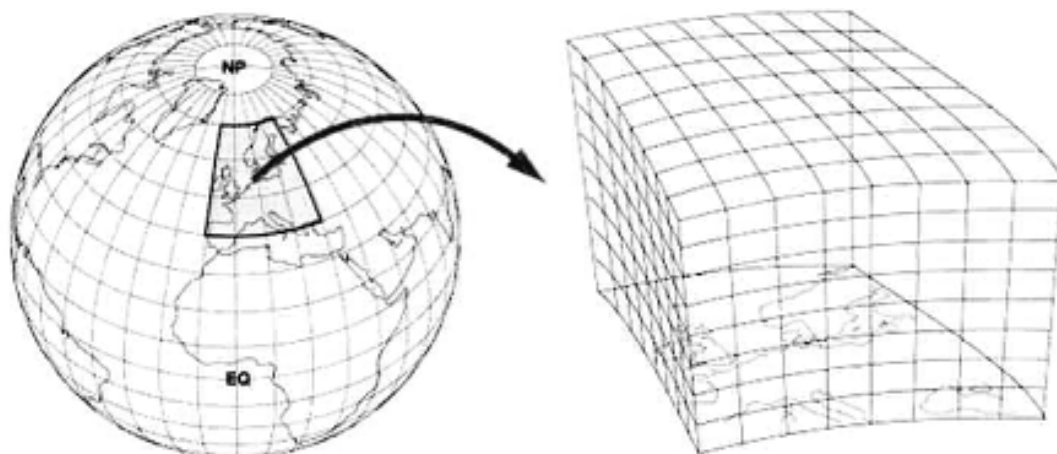


Abbildung 2.4: Globale Modelle (links) liefern die Initial- und Randbedingungen für Regionale Modelle (rechts).

2.3.1 Globale Zirkulationsmodelle

Globale Zirkulationsmodelle (GCM) wurden ursprünglich entwickelt, um Wettervorhersagen zu ermöglichen. Dabei handelte es sich um reine Atmosphärenmodelle, bei denen Ozeane als nasse Oberflächen („*swamp ocean*“) parametrisiert wurden. Neuere Modelle werden als AOGCM (Atmospheric Ocean General Circulation Model) bezeichnet und sind gekoppelte Atmosphäre-Ozeanmodelle. Heute werden GCM neben der Wettervorhersage auch in der Klimamodellierung eingesetzt. Da die horizontale Ausdehnung von GCM den gesamten Globus umfasst, ist die horizontale Auflösung aus Rechenzeitgründen begrenzt. Dadurch lassen sich vor allem großskalige atmosphärische Phänomene im Modell abbilden. Am NCEP (National Center for Environmental Prediction) werden sechsstündlich Vorhersagen über 16 Tage mit dem Modellsystem GFS (Global Forecasting System) berechnet, dessen Daten in dieser Arbeit verwendet werden.

2.3.2 Globales Modell GFS

In der vorliegenden Arbeit wurden Vorhersage- und Analysedaten vom am NCEP entwickelten GFS genutzt. Die erweiterte Version des Medium Range Forecast (MRF)-Systems, das auf der Arbeit von SELA (1980) basiert, wird ständig weiterentwickelt, so dass operationelle Daten nicht für Langzeitstudien eingesetzt werden können. Das GFS liefert Wettervorhersagen über 384 Stunden. Die nachfolgende kurze Beschreibung des Modells basiert auf NCEP (2003).

Horizontale Diskretisierung GFS ist ein Spektralmodell, dessen Abbruchkriterium bei der Wellenzahl 254 (T254) liegt. Die Diskretisierung der partiellen Differentialgleichungen wird mit einer Pseudospektralmethode (Transformation auf ein Gaussgrid für nichtlineare Parameter) mit der Auflösung $\approx 0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (lat/lon) durchgeführt.

Vertikale Diskretisierung Vertikal ist das Modell in 64 unterschiedlich große Sigma-schichten bis zur Atmosphärenobergrenze bei 0.27 hPa aufgelöst.

Temporale Diskretisierung Die zeitliche Diskretisierung wird für nichtlineare advective Terme mit einem leapfrog-Schema, Gravitationswellen und zonale Advektion von Wirbelstärke und Feuchtetermen werden mit einem semiimpliziten Ansatz diskretisiert. Als Zeitschritt werden 7.5 Minuten für Dynamik und Physik genutzt, während der langwellige Strahlungsanteil dreistündlich und der kurzwellige Strahlungsanteil stündlich physikalisch basiert berechnet werden. Die Strahlungsterme werden jedoch tageszeitabhängig für jeden Zeitschritt korrigiert.

Strahlung Nach dem Ansatz von SCHWARZKOPF & FELS (1991) werden die langwelligen Strahlungsterme unter Berücksichtigung des Einflusses von Wasserdampf, O_3 und CO_2 berechnet. Bei der Abschätzung des kurzwelligen Strahlungsanteils wird ein Multibandenschema umgesetzt. Dabei wird der Effekt von Absorption und Streuung an Wasserdampf, O_3 , CO_2 , Wolken, Aerosolen und O_2 berücksichtigt. In Wolken ist Mehrfachstreuung möglich.

Landoberflächenschema Die Bodentemperatur und der volumetrische Wassergehalt werden in zwei Schichten in 10 cm und 1 m (Landoberfläche) nach PAN & MAHRT (1987) bzw. 1.5 m und 3 m Tiefe (Meereis) berechnet. Zusätzlich wird die Temperatur in vier Metern Tiefe spezifiziert. Bei der Vegetationsparametrisierung sind Interzeption und Evaporation implementiert.

Planetarische Grenzschicht (PBL) Hier kommt ein Diffusionsschema erster Ordnung nach HONG & PAN (1996) zum Einsatz. Die PBL-Höhe wird iterativ über die kritische Richardson-Zahl ermittelt. Danach werden auf Basis der ermittelten Höhe und der Flüsse an der Erdoberfläche Diffusionskoeffizienten berechnet.

Gravitationswellen Die Parametrisierung der Gravity Wave Drag nach ALPERT et al. (1988) berücksichtigt die Bewegungsenergie durch Gravitationswellen in unterschiedlichen Höhen über der Erdoberfläche. Der Einfluss von Bergen und subgridskalige topographische Eigenschaften der Erdoberfläche werden berücksichtigt.

Gridskaliger Niederschlag und Wolken Wolkenwasser berechnet sich aus mikrophysikalischen Prozessen wie Kondensation, Evaporation und Koaleszenz sowie einem Transportanteil nach SUNDQUIST et al. (1989) und ZHAO & CARR (1997). Senken sind flüssiger Niederschlag, Eis und Evaporation.

Subgridskaliger Niederschlag Das Schema zur Berechnung der subgridskaligen Niederschläge berücksichtigt eindimensional Temperatur- und Feuchteprofile über die gesamte Mächtigkeit der Luftsäule sowie die vertikale Verschiebung der Wolkenuntergrenze. Die Wolkenobergrenze wird über die *Parcel*-Methode bestimmt, bei der die Vertikalbewegung eines aufsteigenden Luftpaketes an der Obergrenze Null wird und stabile Verhältnisse erreicht sind. Auf dem Fallweg des Niederschlags wird Evaporation berücksichtigt. Die *shallow convection*, bei der kein Niederschlag gebildet wird, ist als Erweiterung der vertikalen Diffusion parametrisiert.

Zusätzlich werden im GFS der prozentuale Anteil von Wolken in einer Gridzelle, Feuchte- und Wärmeflüsse an der Erdoberfläche sowie chemische Prozesse wie z.B. die Ozonproduktionsrate parametrisiert. Schneebedeckung, Ozeanoberflächentemperaturen sowie Seeisbedeckung werden berücksichtigt. Neben dem Höhenmodell werden auch Informationen zur mittleren Höhe und der maximalen Höhe verarbeitet (HONG 1999).

2.3.3 Regionale mesoskalige Modellierung

Die Qualität der globalen Vorhersagen bleibt durch die rechenzeitbedingte niedrige räumliche Auflösung beschränkt. Daher werden unterschiedliche *Downscaling*-Ansätze eingesetzt, um kleinräumigere Phänomene besser simulieren zu können.

Downscaling-Ansätze Grundsätzlich werden drei Methoden unterschieden: Das statistische, dynamische und statistisch-dynamische Downscaling. Statistische Verfahren nutzen aus Messdaten abgeleitete statistische Beziehungen zwischen Anomalien auf der

regionalen und korrespondierenden globalen Skala des GCM. Explizites dynamisches Downscaling wird als das regionale, hochaufgelöste Nesting in das Domain des GCM verstanden. Dabei wird der volle Satz der physikalischen Gleichungen dreidimensional gelöst. Die Kombination, das statistisch-dynamische Downscaling, verbindet globale und regionale Simulationen durch wettertypabhängige statistische Variablen. PRUDHOMME et al. (2002) liefern einen Überblick über Downscaling-Verfahren für hydrologische Anwendungen.

Regionale Modelle werden genutzt, um mit explizitem dynamischen Downscaling in hoher räumlicher Auflösung Wettervorhersagen oder Klimasimulationen für einen räumlich begrenzten Ausschnitt der Erde durchzuführen. Sie sind horizontal und vertikal besser aufgelöst als GCM. Dadurch verändern sich auch die Eingangsdaten der Topographie und Landnutzung. Kleinräumigere Phänomene können damit besser abgebildet werden als in globalen Modellen. Dazu gehören das Durchziehen von Fronten, durch Orographie erzwungener Aufstieg, oder *squall lines*, also linienförmige Gewitterwolken, die in den mittleren Breiten meist im Zeitraum Mai-August auftreten (PERISTERI 1999).

Initialisierung Die numerische Wettervorhersage ist von einer genauen Beschreibung des Anfangszustandes der Atmosphäre und des Bodens abhängig, da nur auf einem Ausschnitt des Globus gerechnet wird. Nach TOTH AND KALNAY (1997) pflanzen sich Fehler bei der Analyse dieses Anfangszustandes während der Modellvorhersage fort und führen zu großen Fehlern des vorhergesagten Atmosphärenzustandes. Die mit einem globalen Modell berechneten dreidimensionalen Datensätze werden für den Anfangszeitpunkt des regionalen Modells auf dessen Gitterpunkte interpoliert.

Zur Verbesserung des initialen, dreidimensionalen Atmosphärenzustandes kann die Datenassimilation genutzt werden. Darin werden modellierte Atmosphärenzustände (*"first guess"*) mit vorhandenen Beobachtungen, z.B. Radiosondenaufstiegen oder Radardaten, verknüpft. Heute sind verschiedenste Assimilationsverfahren im Einsatz, die sich vor allem in ihrer Komplexität unterscheiden.

Neben der Datenassimilation bei der Initialwertermittlung werden im *Hindcast*, also der Modellierung vergangener Zeiträume, Verfahren eingesetzt, die während der Modellsimulation zu jedem Zeitschritt gemessene Beobachtungen einbinden (z.B. FDDA, *four-dimensional data assimilation*, STAUFFER & SEAMAN 1990).

HAASE et al. (2000) stellen ein Verfahren vor, bei dem Radardaten in der Datenassimilation verwendet werden. Dazu werden die räumlichen und zeitlichen Niederschlagsmuster in zwei unterschiedliche Assimilationsverfahren eingebunden. Mit beiden Initialisierungsverfahren konnten das Niederschlagsmuster sowie die Lebensdauer einer konvektiven Zelle gut simuliert werden.

2.3.4 Kriterien für die Auswahl des regionalen Modells

Das zentrale Kriterium für die Auswahl des meteorologischen Modells ist die Vorhersagbarkeit des Niederschlags. Diese soll über einen mindestens 72-stündigen Vorhersagezeitraum möglich sein, um eine wirksame Vorwarnung zu ermöglichen. Die Wettersimulation mit hoher räumlicher Auflösung setzt zudem die Nichthydrostasie voraus, da Änderungen der Vertikalkomponente des Windes mitberücksichtigt werden müssen. Daneben soll eine hohe räumliche Auflösung im alpinen Raum möglich sein, um Berg- und Talstrukturen besser in den Berechnungen auflösen zu können. Dadurch soll die Simulation von lokalen Windsystemen möglich sein und lokale Prozesse wie z.B. erzwungene Konvektion an Gebirgsstrukturen im Modell abgebildet werden.

Das mesoskalige Modell WRF (Weather Research and Forecast) wird bereits in den für diese Arbeit relevanten Aufgabenbereichen eingesetzt, wie die folgenden Beispiele zeigen: In der operationellen Wettervorhersage wird das Modell zur Zeit in den USA (NCAR, NOAA), Mexiko, Taiwan und Europa (National Observatory of Athens) eingesetzt. Untersuchungen zur Verlässlichkeit von WRF liegen u.a. von CHENG & STEENBURGH (2005), DONE et al. (2004), GALLUS & SEGAL (2004) und DUCROCQ et al. (2002) vor. CHENG & STEENBURGH (2005) liefern eine Beschreibung einer am NOAA durchgeführten Vorhersage für den Westen der USA. Daneben wurde der Vergleich von simulierter Temperatur, Taupunkt, Windgeschwindigkeit und -richtung mit verschiedenen Modellsetups von WRF und Eta (heutiges *North American Meso* [NAM] Wettervorhersagemodell) durchgeführt. GALLUS & SEGAL (2004) zeigen Ergebnisse von Niederschlagsvorhersagen für den mittleren Westen der USA. Dazu wurden die Modelle WRF und Eta jeweils mit den Kumuluschemata nach Kain-Fritsch und Betts-Miller-Janjic eingesetzt. Dabei stellte sich heraus, dass die Unterschiede im Niederschlag zwischen den Schemata innerhalb eines Modells größer waren als die Unterschiede zwischen den Modellen. DONE et al. (2004) untersuchten die Vorhersage von mesoskaligen konvek-

tiven Systemen. Dabei zeigte sich eine generell gute Vorhersagbarkeit mit WRF bei einer horizontalen Auflösung von 10 km. Eine höhere räumliche Auflösung von 4 km zwischen den Gitterpunkten führte im Vergleich zur gröberen Auflösung zu einer Verbesserung der räumlichen und zeitlichen Vorhersage des Niederschlags aus konvektiven Zellen. DUCROCQ et al. (2002) zeigen die Verbesserung der Niederschlagsvorhersage von fünf konvektiven Ereignissen über gebirgigem Gelände in Südfrankreich durch die Verbesserung der horizontalen Auflösung von 10 km auf 2.5 km.

2.3.5 Mesoskaliges Vorhersagemodell WRF

Das Modellsystem Weather Research and Forecast (WRF) wurde als mesoskaliges Vorhersagesystem und als Datenassimilationssystem konzipiert. Dies soll zu einem verbesserten Verständnis und Vorhersagefähigkeit des mesoskaligen Wetters führen. Das Modell kann sowohl auf einzelnen Prozessoren als auch auf massiv parallel arbeitenden Rechnern eingesetzt werden. Als *community model* mit frei verfügbarem Quellcode wird es in Forschung und Lehre eingesetzt.

Eine Besonderheit des modular aufgebauten Modellsystems ist die Möglichkeit, physikalische Parametrisierungen und die dynamischen Kerne anderer mesoskaliger Modelle, wie z.B. MM5 oder NMM (Nonhydrostatical Mesoscale Model, NCEP), zu verwenden. Die Anwendungsgebiete reichen von der numerischen Wettervorhersage über Datenassimilation, Parametrisierung physikalischer Prozesse, Downscaling von Klimasimulationen, Luftqualitätsmodellierung (GRELL et al. 2005), Kopplung von Atmosphäre und Ozean bis hin zur Modellierung idealisierter Fälle wie z.B. barokliner Wellen. Horizontale Auflösungen bis zu einem Kilometer sind nach SKAMAROCK et al. (2001) möglich. Die folgende Beschreibung des Modells bezieht sich, sofern nicht anders angegeben, auf SKAMAROCK et al. (2005).

Generierung des DHM Zur Generierung des Höhenmodells in der horizontalen Auflösung eines Domains können unterschiedliche Methoden genutzt werden. Die einfachste Art ist die Verwendung eines Tiefpassfilters unter Angabe einer Matrixgröße. Daneben kann eine einhüllende Funktion verwendet werden, bei der Täler aufgefüllt werden, so dass der Stau effekt orographischer Hindernisse wiedergegeben werden kann. Die dritte Möglichkeit besteht in der bestmöglichen Erhaltung der Tal- und Gipfelhöhen, bei

der die steilstmögliche Topographie erhalten und trotzdem die kürzesten Wellenlängen gefiltert werden. (SMART et al. 2004)

Horizontale Diskretisierung Skalare Variablen werden in der Mitte der Gridzellen definiert, während die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten um die Hälfte der Gridzellenlänge versetzt berechnet werden (*C grid staggering*). Dadurch wird im Vergleich zu anderen Methoden eine Verlängerung des maximal möglichen Zeitschritts erreicht.

Vertikale Diskretisierung Die vertikale Diskretisierung wird mit dem *sigma-level* Ansatz nach LAPRISE (1992) mit dem hydrostatischen Referenzdruck p_0 durchgeführt. Daraus resultiert eine Höhenabhängigkeit der Druckniveaus, so dass die vertikalen σ -Druckkoordinaten geländefolgenden Höhenkoordinaten entsprechen.

Zeitliche Diskretisierung Für die zeitliche Diskretisierung von langsamen oder niedrigfrequenten Größen wie z.B. der Temperatur wird ein Runge-Kutta Zeitintegrationschema dritter Ordnung genutzt. Hochfrequente Parameter wie Schallwellen müssen aus Gründen der Stabilität des nichthydrostatischen Modells zeitlich höher aufgelöst werden. Daher wird ein *time-split integration scheme* nach KLEMP & WILHELMSON (1978) eingesetzt.

Nichthydrostasie Für die in dieser Arbeit durchgeführten, hochaufgelösten Simulationen im orographisch stark gegliederten Alpen- und Voralpenraum ist die Nichthydrostasie von entscheidender Bedeutung. Nichthydrostatisch bedeutet, dass die vertikale Bewegungsgleichung vollständig gelöst wird. Hydrostatische Modelle können nur eingesetzt werden, wenn die vertikalen Bewegungen gegenüber der horizontalen Zirkulation vernachlässigbar sind, also auf grob aufgelösten horizontalen Skalen bei weitgehend flachem Gelände (PICHLER 1997, PIELKE 2002).

Nesting WRF beinhaltet die Möglichkeit des horizontalen Nestings, wodurch die Fokussierung auf ein Untersuchungsgebiet durchgeführt werden kann. Dadurch wird schrittweise eine höhere Auflösung erreicht. In einem groben (*parent*) Grid wird ein rechteckiger Ausschnitt räumlich und zeitlich feiner aufgelöst. Beim *one-way-nesting* werden nur Randbedingungen vom groben Grid an das feine Grid übergeben, während beim *two-way-nesting* die räumlich und zeitlich feiner aufgelösten meteorologischen Größen an

das *parent grid* zurückgegeben werden. An den seitlichen Rändern wird ein *Relaxation-* oder *Nudging*-Verfahren durchgeführt, wodurch eine lineare Glättung zwischen grob und fein aufgelöstem Grid erreicht wird. Vertikale Geschwindigkeiten werden nicht relaxed, mikrophysikalische Variablen (Wolken- und Regenwasser, Graupel, Schnee und Eis) mit der Ausnahme des Wasserdampfes werden am Domainrand mit dem Wert Null definiert.

Strahlung Die unterschiedliche Einstrahlung auf der Erde bildet den entscheidenden Antrieb für das gesamte Wettergeschehen. Bei dem verwendeten langwelligen Strahlungsschema RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*) nach MLAWER et al. (1997) werden Interaktionen mit Wasserdampf, O_3 , CO_2 , Spurengasen sowie die optische Dicke von Wolken berücksichtigt. Das kurzwellige Strahlungsschema nach DUDHIA (1989) berücksichtigt atmosphärische Streuprozesse, Absorption durch Wasserdampf sowie den Effekt von Wolken.

Planetarische Grenzschicht (PBL) Diese Schemata sind für den turbulenten, sub-gridskaligen vertikalen Transport in der gesamten atmosphärischen Luftsäule, also nicht nur in der Grenzschicht, zuständig. In dieser Arbeit kommen zwei Schemata zum Einsatz: Das Yonsei University (YSU) Schema ist eine Weiterentwicklung des MRF-PBL nach HONG & PAN (1996). Bei labiler Schichtung wird ein *non-local K*-Ansatz genutzt, bei dem der Transport von Masse und Impuls auf Basis der Gesamtmächtigkeit der PBL berechnet wird. Die Höhe der Grenzschicht wird über die kritische Richardson-Zahl bestimmt. Durchmischung an der Obergrenze der PBL wird explizit simuliert. Beim Mellor-Yamada-Janjic (Eta) Schema wird die Turbulenz in der gesamten modellierten Luftsäule über ein Schließungsmodell 2.5 Ordnung nach MELLOR-YAMADA (1982) berechnet. Die PBL-Obergrenze wird aus prognostischer turbulenter kinetischer Energie (TKE), Auftrieb und Windscherung gewonnen.

Landoberflächenschema Landoberflächenschemata (LSM) werden genutzt, um den Wärme- und Feuchteausaustausch zwischen Erdboden oder Eisflächen und der Atmosphäre zu simulieren und liefern damit die untere Randbedingung für die Berechnung der vertikalen Flüsse in der PBL. In dieser Arbeit kommt das Noah-LSM zum Einsatz (Abb. 2.5). In vier Schichten mit einer Gesamtmächtigkeit von 2 m werden Bodentemperatur und -feuchte, Bestandsfeuchte sowie Schneebedeckung simuliert. Unter Berücksichtigung

von Vegetationsklassen, monatlichem Vegetationsbedeckungsgrad und Bodentextur werden die durchwurzelte Zone, Evapotranspiration, Bodendrainage und Oberflächenabfluss modelliert. Neu im Vergleich zum Vorgänger OSU-LSM (CHEN & DUDHIA 2001) sind die Berechnung von Bodeneis, die Berücksichtigung der Emissivität, verbesserte Beschreibung urbaner Räume sowie Effekte teilweise schneebedeckter Flächen.

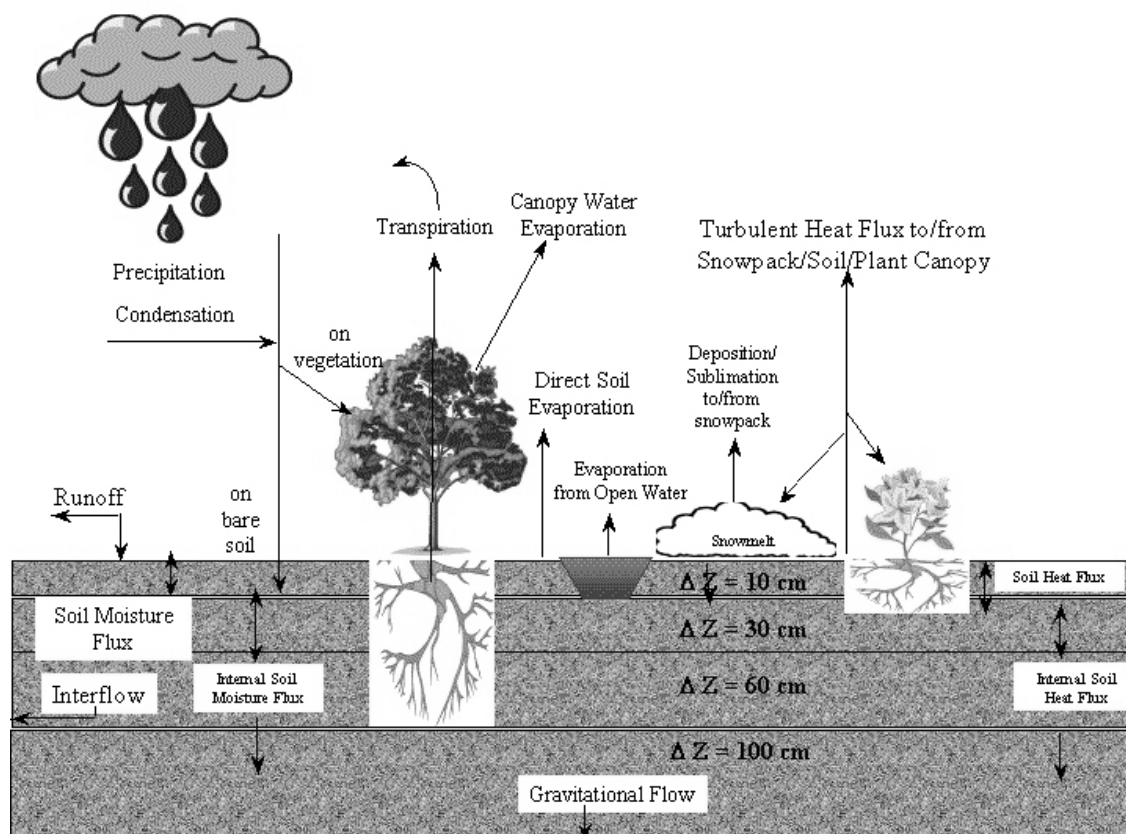


Abbildung 2.5: Übersicht über das Bodenmodell OSU-LSM (CHEN & DUDHIA 2001), den gleich aufgebauten Vorgänger des erweiterten Noah-LSM.

Gridskaliger Niederschlag Mikrophysiksschemata werden zur expliziten Berechnung von Wasserdampf-, Wolken- und Niederschlagsprozessen genutzt. Sie werden aktiviert, wenn Wasserdampfsättigung an einem Gridpunkt auftritt. Die Bildung von gridskaligem Niederschlag und Phasenübergänge des Niederschlags basieren auf mikrophysikalischen Prozessen, die im Modell parametrisiert werden müssen. In dieser Arbeit werden die in Tabelle 2.2 aufgeführten Schemata benutzt.

Subgridskaliger Niederschlag Kumulus-Parametrisierungen simulieren Niederschlag, bevor Wasserdampfsättigung an einem Gridpunkt erreicht wird. Damit können sub-

Tabelle 2.2: Auf das Ammer-EZG angewandte WRF-Mikrophysikoptionen

Schema	verwendete Variablen	Eisphasenprozesse	Phasenübergangsprozesse
KESSLER	^{1,2,3}	nein	nein
PURDUE LIN	^{1,2,3,4,5,6}	ja	ja
WSM 6	^{1,2,3,4,5,6}	ja	ja
ETA-FERRIER	^{1,2-6} in einer Variable zusammengefasst	ja	ja

¹ Wasserdampf ² Wolkenwasser ³ Regen ⁴ Wolkeneis ⁵ Schnee ⁶ Graupel

gridskalige Prozesse, wie kleinräumige vertikale Wärme- und Feuchteflüsse, modelliert werden. Diese Schemata sollten nicht bei horizontalen Auflösungen $\leq 5 \text{ km}$ eingesetzt werden, wo konvektive Wirbel explizit aufgelöst werden können. Das Schema nach KAIN & FRITSCH (1993) kam in einer modifizierten Version zum Einsatz. Dabei wird ein relativ einfaches Wolkenmodell mit der Simulation auf- und absteigender Feuchte benutzt. An den Wolkenrändern werden Durchmischungsprozesse mit der umgebenden Luft berücksichtigt. Als zweites wurde das BETTS-MILLER-JANJIC Kumulusschema (BETTS & MILLER 1986, JANJIC 1994) eingesetzt. Die wesentliche Neuerung war die Einführung der *cloud efficiency*, die als dimensionsloser Parameter das konvektive Regime charakterisiert und von Entropieänderung, Niederschlag sowie der mittleren Wolken-temperatur abhängt. Das GRELL-DEVENJI-Schema (GRELL & DEVENJI 2002) ist ein Ensemble-Massenflussschema, bei dem mehr als 100 Typen und Varianten der Kumulus-Parametrisierung für jede Gridzelle eingesetzt und letztlich gemittelt werden. Dabei werden z.B. unterschiedliche Schließungsansätze zur Berechnung des turbulenten Windanteils, Parameter für Durchmischungsprozesse von Wolkenluft und umgebener Luft oder der Wolkenradius variiert.

3 Datengrundlage

3.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Einzugsgebiet der Ammer liegt ungefähr 40 *km* südöstlich von München in Oberbayern (Abb. 3.1). Es zeichnet sich durch seine besondere Lage im Übergangsbereich zwischen Voralpenland und Ammergauer Alpen und durch die damit verbundene Heterogenität aus. Begrenzt wird das EZG durch den Ammersee im Norden, das Einzugsge-

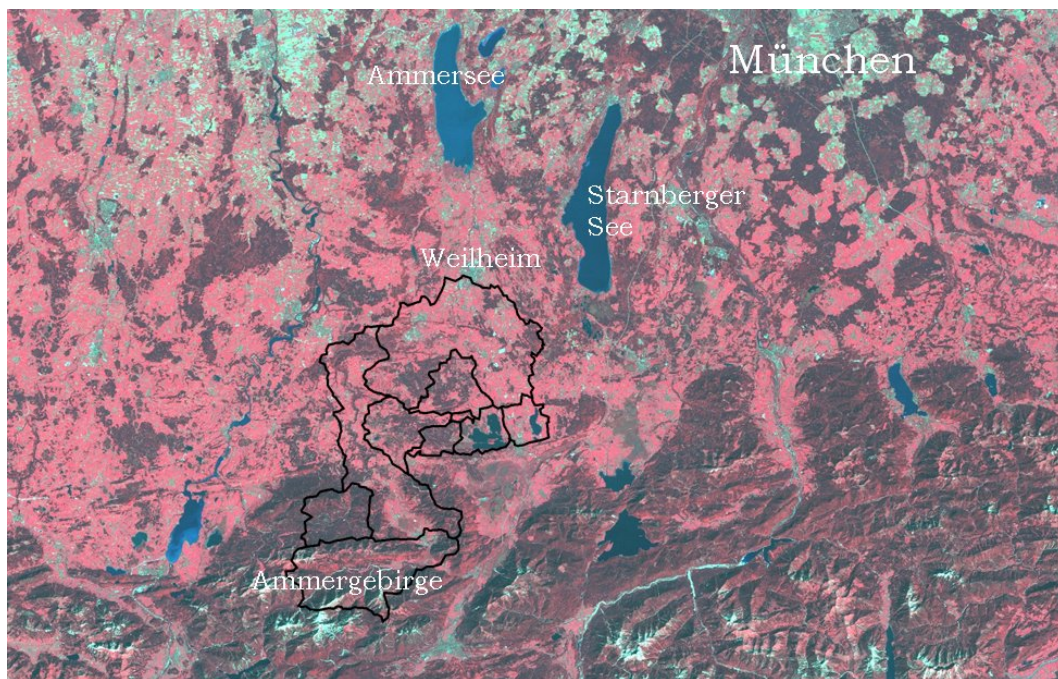


Abbildung 3.1: Lage des Ammereinzugsgebietes (schwarz umrandet: modellierter Teil) vor Landsat-TM Falschfarbendarstellung (Kanäle 7-5-3) vom 30.08.1991.

biet der Loisach im Osten und südlich des Ammergebirges, sowie das EZG des Lechs im Westen. Mit der Mündung in den Ammersee schließt sich nördlich das Einzugsgebiet der Amper an, das wiederum dem Flusssystem der Isar als Teil des danubischen Systems untergeordnet ist. Die Gesamtfläche des Ammer-EZGs beträgt bis zum Pegel Fischen am Südende des Ammersees 709 *km*². Da an diesem Pegel aufgrund von Rückstauwirkungen

keine Messdaten mehr erhoben werden, bildet der Pegel Weilheim den nördlichen Rand des modellierten Teils des Ammereinzugsgebietes. Damit ergibt sich eine modellierte Gesamtfläche von 610 km^2 . Den höchsten Punkt im Ammergebirge stellt die Kreuzspitze mit 2185 m ü.NN dar. Mit 533 m ü.NN an der Mündung in den Ammersee ergibt sich ein Höhenunterschied von 1652 m (LUDWIG 2000). Mit der Heterogenität der Geländehöhen gehen nord-südlich verlaufende Unterschiede in der Beschaffenheit des Ausgangsgesteins, des Bodens (Bodentypen und -arten), phänologischer Merkmale (Frühlingsanfang, Vegetationsdauer) sowie klimatologischer Parameter einher.

3.1.1 Geologie und Geomorphologie

Neben den Oberflächeneigenschaften werden die hydrologischen Prozesse eines Raumes durch die Beschaffenheit des geologischen Unterbaus gesteuert. Aufgrund des orogeneti-

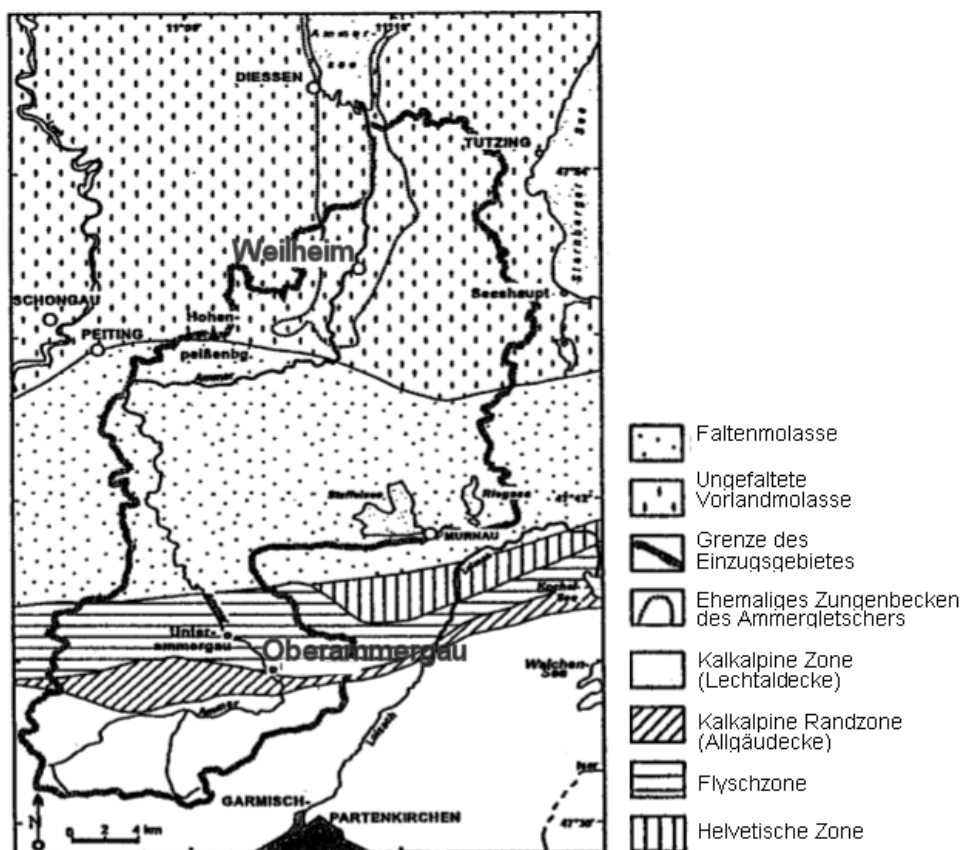


Abbildung 3.2: Geologie des Ammereinzugsgebietes (nach KUHNERT 1967).

schen Einflusses und der sedimentären Genese lässt sich das EZG von Süd nach Nord in vier geologische Einheiten (Abb. 3.2) unterteilen (MAYR 2004):

- Die *Kalkalpine Zone* mit bis zu 1000 m mächtigen Decken aus der marinen Fazies,

- die *Flyschzone* mit einem breiten Saum aus Mergel und Sandstein,
- die *Faltenmolasse* mit ihren west-östlich verlaufenden Muldenstrukturen. Der aus Molasse-Konglomeratbänken aufgebaute Hohenpeißenberg (988 *m ü.NN*) bildet den nördlichen Abschluss.
- Die *ungefaltete Molasse* mit quartären Sedimenten über der Oberen Süßwassermolasse (JERZ & LEMCKE 1998).

Das gesamte Untersuchungsgebiet ist durch pleistozäne Überformung charakterisiert. Dazu zählen die glaziale Ausprägung des parallel zum Ammergebirge verlaufenden Ammergaus, aber auch Aufschotterungsprozesse sowie Ausbildung von Muldenstrukturen. Durch selektive glaziale Erosion wurden die Becken von Staffel- und Riegsee geformt. Nördlich anschließend findet sich das bis zu 120 *m* mächtige, grundwasserspeichernde Murnauer Schotterfeld, das wasserwirtschaftlich zur regionalen Frischwasserversorgung genutzt wird. (TASCHNER 2003)

3.1.2 Klima

Das Klima des Untersuchungsgebietes ist kühl temperiert und ganzjährig humid mit einem sommerlichen Monatsniederschlagsmaximum von 140-160 *mm* im Juni. Alle klimatischen Parameter zeigen einen höhenabhängigen Gradienten. Das langjährige Mittel der Jahrestemperatur liegt im Norden des EZG bei 7-8 °C und nimmt bis zu 1-2 °C in den Kammlagen der Ammergauer Alpen ab (BAYERISCHER KLIMAFORSCHUNGSVERBUND 1996). Der Höhengradient der Temperatur beträgt im Sommer 0.6-0.65 °C/100*m*, im Winter mildert er sich durch die Häufigkeit der Inversionswetterlagen auf 0.4-0.5 °C/100*m* ab (LUDWIG 2000). Das langjährige Mittel des Jahresniederschlags wird vom DEUTSCHEN WETTERDIENST mit 1380 *mm* angegeben. Im Norden werden im langjährigen Mittel 950-1100 *mm* gemessen, in südliche Richtung ist eine durch die Stauwirkung der Alpen bedingte Zunahme der Niederschläge auf 1300-1500 *mm* zu verzeichnen. Abb. 3.3 zeigt die räumliche Verteilung des mittleren Jahresniederschlags, der aufgrund der geringen Stationsdichte im Zeitraum 1961-1990 wenig differenziert ist.

Im Mittel wird am Hohenpeißenberg an 127 Tagen im Jahr eine Schneedecke beobachtet, die an 87 Tagen mächtiger als 10 *cm* ist. Die Verdunstungsrate nimmt von 550 *mm* am

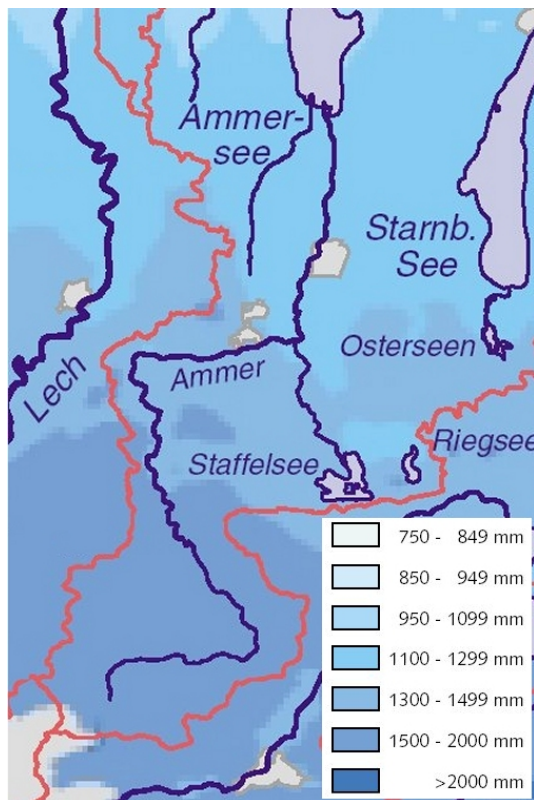


Abbildung 3.3: Mittlerer Jahresniederschlag 1961-1990 (nach MAYR 2004).

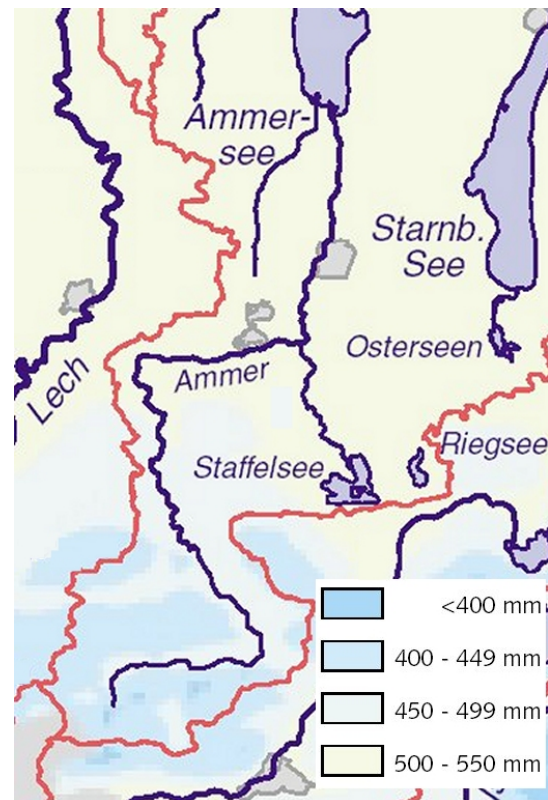


Abbildung 3.4: Mittlere Jahresverdunstung 1961-1990 (nach MAYR 2004).

Ammersee bis auf 400 *mm* in den Ammergauer Alpen ab (Abb. 3.4). Die Maximalwerte der Sonnenscheindauer werden an Südhängen und Gipfellen mit bis zu >2000 *h/a* erreicht, in den übrigen Teilen des EZG werden 1500-1700 *h/a* gemessen. (BAYERISCHER KLIMAFORSCHUNGSVERBUND 1996)

3.1.3 Böden

Die Bodenbeschaffenheit und -art hat großen Einfluss auf die unterirdische Wasserbewegung, da Böden unterschiedlich durchlässig sind und somit die Geschwindigkeit der Wasserbewegung bestimmen. Die Bodenbildung des Untersuchungsraumes konnte erst im Spät- bis Postglazial erfolgen, so dass die Böden sich im Initialstadium befinden. Im alpinen Raum finden sich Hangcatenen. Die Mächtigkeit der Böden ist von Gefälle und erosiven Prozessen abhängig. In der Flyschzone herrschen mergelig-kalkige Braunerden vor. Die Molassezone ist von Parabraunerden überdeckt (DOBEN & FRANK 1983). In steilen Nadelwaldregionen finden sich von hohen Durchlässigkeiten geprägte Podsolierungserscheinungen. Entlang des Flusslaufs der Ammer und in den Senken der Molasse

finden sich grundwasserbeeinflusste Böden: Auenböden, Gleye und Niedermoore mit Mächtigkeiten bis zu 10 m (FETZER et al. 1986).

3.1.4 Landnutzung und Vegetation

In der hydrologischen Modellierung wird die Landnutzung vor allem zur Berechnung der Evapotranspiration genutzt. So wird z.B. zur Berechnung der Größe des Interzeptionsspeichers die Vegetationsbedeckung herangezogen. Das Untersuchungsgebiet wird intensiv landwirtschaftlich genutzt. Entsprechend der klimatischen Verhältnisse, dem Relief und der Böden ist auch hier ein großer Unterschied von Süd nach Nord zu beobachten. Der Waldanteil nimmt von 20% in Norden über 37% im Molasse- und Moränenhügelland bis auf 57% in den Ammergauer Alpen zu (FETZER et al. 1986). Die landwirtschaftlich genutzten Flächen sind zumeist mit Getreide, Mais und Futterpflanzen bewirtschaftet (LUDWIG 2000).

3.1.5 Hydrologie

Das Ammer-Einzugsgebiet als Flussgebiet 4. Ordnung gehört zum 819000 km² großen danubischen Flusssystem. Die *Linder* entspringt in der Nähe des Ammersattels im Südwesten des Einzugsgebietes und versickert im verkarsteten Lindertal. Erst einige Kilometer flussabwärts tritt sie dann wieder als Ammer zu Tage. Die für das Abflussverhalten der Ammer charakteristischen Hauptwerte (NQ niedrigster jemals gemessener Abfluss, MNQ mittlerer Niedrigwasserabfluss, MQ mittlerer Abfluss, MHQ mittlerer Hochwasserabfluss, HQ höchster jemals gemessener Abflusswert) sind in Tabelle 3.1 angegeben.

Tabelle 3.1: Gewässerkundliche Hauptwerte [m^3/s] (nach KUNSTMANN et al. 2006).

Pegel	NQ	MNQ	MQ	MHQ	HQ
Unternogg	0.217	0.323	1.66	46.4	126
Obernach	0.007	0.131	1.04	29.2	49.2
Oberhausen	0.12	0.697	2.62	21.5	51.7
Oberammergau	0.44	1.24	3.63	52.5	135
Peissenberg	1.32	2.94	8.85	114	286
Weilheim	2.6	5.65	14.7	156	338
Fischen	3.0	6.2	16.4	173.0	283

Die räumliche Verteilung des mittleren Abflusses ist in Abb. 3.5 dargestellt. Durch den

inhomogenen geologischen Unterbau ist die Flusssichte im betrachteten Raum sehr heterogen. Im Murnauer Schotterfeld nördlich des Staffelsees findet sich fast keine oberirdische Entwässerung. Demgegenüber ist die Gewässernetzdichte in den mit Grundmoräne überlagerten Räumen der Molasseregion sehr dicht. Durchschnittlich beträgt die Flusssichte 1.15 (RIEKEL 1983). Das Abflussregime wurde von TASCHNER (2003) unter

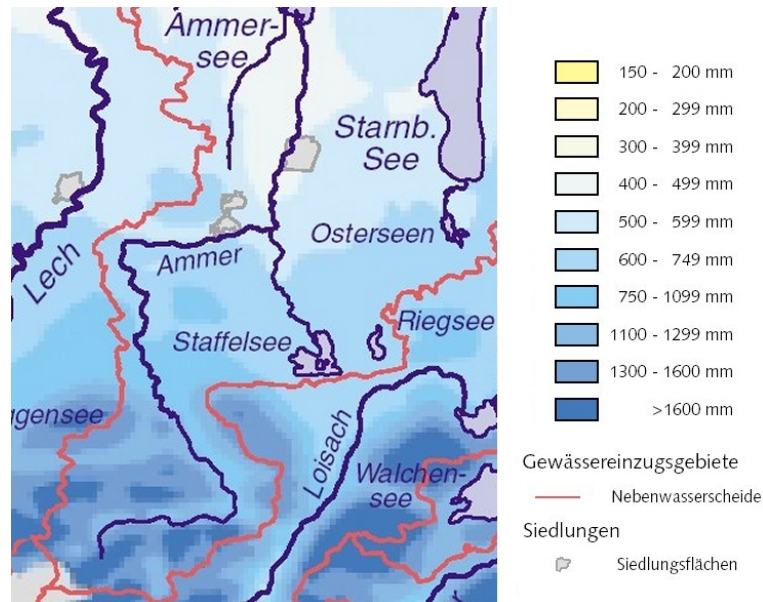


Abbildung 3.5: Mittlerer Abfluss der Jahre 1961-1990 (nach MAYR 2004).

Zuhilfenahme des Abflusskoeffizienten nach PARDE (1960) untersucht. Dazu wird das Verhältnis des mittleren monatlichen Abflusses zum mittleren Jahresabfluss an einem Pegel bestimmt. Die Abflussregimes an den Pegeln in der Ammer sind im Wesentlichen von zwei dominierenden Faktoren geprägt: Der Schneeschmelze im Frühjahr und dem sommerlichen Niederschlagsmaximum. Das Abflussverhalten ist an allen Pegeln unimodal, mit einem Maximum im Mai am Pegel Oberammergau im Süden des EZG. In nördlicher Richtung verschiebt sich das Maximum mit zunehmender Distanz zum Ammergebirge in den Juni an den Pegeln Weilheim und Fischen. Weiterführende Beschreibungen des Einzugsgebietes finden sich u.a. in den Arbeiten von MAYR (2004), KRAUSE (2003), TASCHNER (2003) und LUDWIG (2000).

3.2 Abflussmessungen

Abflussmessungen an Oberflächenpegeln wurden am Pegel Fischen südlich des Ammersees seit 1941 durchgeführt. Dieser Pegel ist heute aufgrund von Rückstauwirkungen des

Ammersees offengelassen. Flussaufwärts sind weitere sechs Flusspegel (Tab. 3.2) verfügbar, deren Lage in Abb. 3.6 dargestellt ist. Namentlich sind dies die Pegel Weilheim, Peißenberg und Oberammergau an der Ammer, Unternogg an der Halbammer sowie Obernach und Oberhausen an der Ach. Daten dieser sechs Pegel wurden für die Durchführung dieser Arbeit verwendet. Damit steht ein dichtes hydrologisches Messnetz

Tabelle 3.2: Pegelmessungen im Ammer-EZG (Stand 2001)

Messstelle	Höhe [m ü.NN]	Fluss	Fläche [km ²]	Aufzeichnungen seit
Unternogg	849	Halbammer	44	1975
Obernach	652	Ach	42	1954
Oberhausen	585	Ach	117	1951
Oberammergau	831	Ammer	114	1921
Peissenberg	592	Ammer	294	1958
Weilheim	550	Ammer	610	1926
Fischen	533	Ammer	709	1941

zur Verfügung. Am Dreisäulerbach im Lindertal werden diskontinuierlich Abflussdaten aufgezeichnet, die in dieser Arbeit nicht genutzt werden konnten. Vom Wasserwirtschaftsamt Weilheim wurden viertelstündliche Daten für den Zeitraum 01.11.2000 bis zum 31.10.2005 zur Verfügung gestellt, die auf stündliche Daten und damit auf den gewählten Zeitschritt des hydrologischen Modells reduziert wurden. Die wenigen Fehlwerte wurden durch lineare Interpolation der zeitlich nächstgelegenen Messwerte ersetzt.

Qualitätseinschränkungen der Abflussmessungen Die Qualität der Messung des Oberflächenabflusses unterliegt neben den geräteabhängigen- und Anwenderfehlern auch externen Einflüssen. Im Niedrigwasserfall kommt es im Ammer-EZG zu inhomogener Wasserfüllung des Flussbettes, wodurch zu wenig Abfluss gemessen wird. Im Hochwasserfall ist das Berechnen des Abflusses aus dem Wasserstand ebenfalls fehlerbehaftet, da der Wasserstand durch unterschiedlichstes Material, z.B. Schwebstoffe oder Baumstämme, die im Fluss transportiert werden, beeinflusst wird. Daneben verändert sich der Flussquerschnitt vor allem nach großen Abflussereignissen, so dass die Variablen zur Berechnung des Abflusses aus dem Wasserstand regelmäßig neu bestimmt werden müssen.

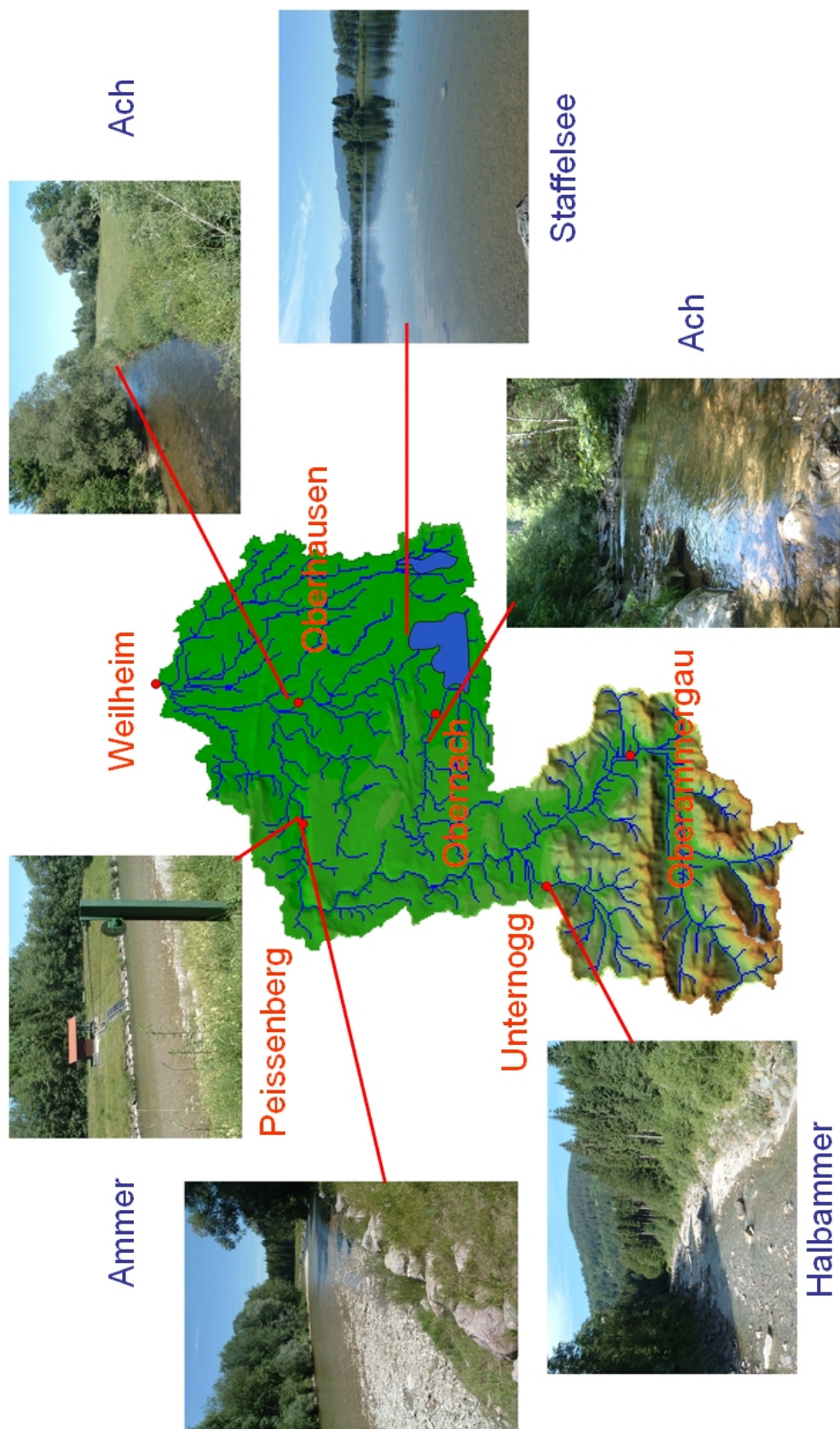


Abbildung 3.6: Lage der Pegel im Ammer Einzugsgebiet mit Bildern vom Juli 2005.

3.3 Geographische Daten

Für die flächendifferenzierte Modellierung mit WaSiM werden Rasterdaten gleicher räumlicher Auflösung benötigt. Im RAPHAEL-Projekt (RAPHAEL 2000) wurden Abfluss und atmosphärische Prozesse hinsichtlich Hochwasservorhersage und -kontrolle untersucht. Dazu wurde für das Ammer-EZG ein Höhenmodell, eine Landnutzungs- und eine Bodenkarte in $30 \times 30 \text{ m}^2$ horizontaler Auflösung erstellt. Das Höhenmodell wurde mit einem radarbasierten Fernerkundungsverfahren, der Interferometrie, aus ERS-Satellitendaten, und digitalen topographischen Karten im Maßstab 1:50000 erstellt. Die Landnutzungsdaten wurden über einen Fuzzy-Logic Ansatz aus Landsat-TM Daten generiert.

Die räumliche Auflösung des zu wählenden Rasters ist von mehreren Einflussfaktoren abhängig. Dazu zählen Topographie und Aquifermächtigkeit (HECKL 2006) sowie die Größe des Einzugsgebietes (SCHULLA 1997). In der Arbeit von KRAUSE (2003) wurden die räumlichen Primärdaten bereits auf die in dieser Arbeit verwendete horizontale Auflösung von $100 \times 100 \text{ m}^2$ übertragen. Die Bodendaten wurden aus der Arbeit von MAYR (2004), basierend auf der geologischen Karte 1:500000, übernommen. Abb. 3.7 zeigt die in WaSiM benötigten Raumdaten. Aus diesen Primärdaten werden mittels

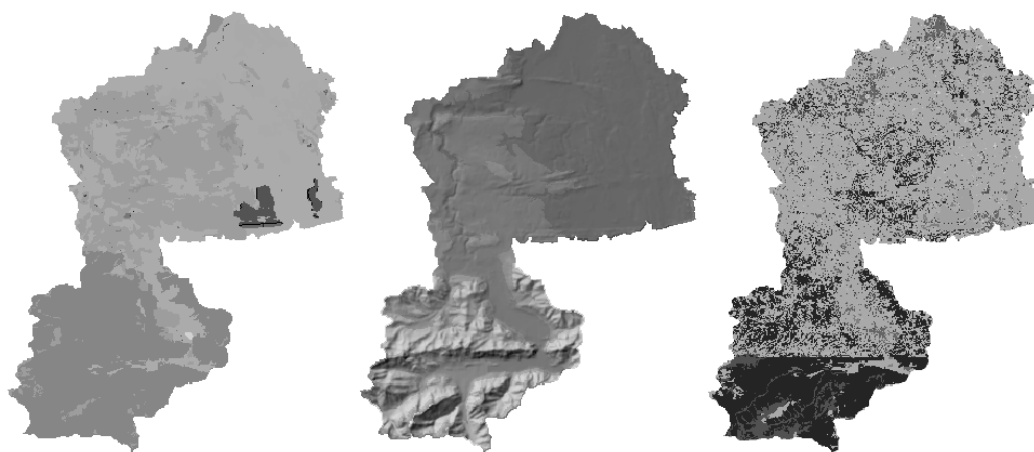


Abbildung 3.7: Für die Modellierung mit WaSiM benötigte geographische Daten, links: Bodendaten, mitte: Topographie, rechts: Landnutzung.

der topographischen Analyse Sekundärdaten abgeleitet: Aus dem Höhenmodell werden Einzugsgebietsgrenzen, Fließzeiten, Exposition und Hangneigung berechnet. Aus den Landnutzungsdaten werden zu Beginn des Modelllaufs unter Zuhilfenahme einer editierbaren Lookup-Tabelle Grids zu Albedo, LAI, Bewuchshöhe, Wurzeltiefe und Vegetationsbedeckungsgrad generiert. Aus den Bodendaten werden äquivalent die nutzbare

Feldkapazität, auffüllbarer Porenraum und die hydraulische Leitfähigkeit der ungesättigten Zone abgeleitet.

3.4 Meteorologische Eingangsdaten

3.4.1 Stationsdaten

Meteorologische Daten liegen gemeinhin als Stationsdaten vor. Für die bestmögliche hydrologische Modellierung mit WaSiM werden Zeitreihen von Niederschlag [mm], Lufttemperatur [$^{\circ}C$], Sonnenscheindauer [min/h] oder Globalstrahlung [Wh/m^2], relative Feuchte [$1/1$] oder Dampfdruck [hPa] sowie Windgeschwindigkeit [m/s] benötigt, die vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt wurden. Hier waren die in Abb. 3.8 gezeigten Stationen verfügbar. Im Sommer 2001 lagen noch Daten zu den Mannheimer Stunden vor. Im Rahmen des Programms „Messnetz 2000“ wurden bis zum April 2004 die vorhandenen Stationen, die zu den Mannheimer Stunden abgelesen wurden, auf Stundendaten umgestellt. Zusätzlich wurden neue DWD-Stationen und ein Verdichtungsmessnetz des Landes Bayern aufgebaut. Diese Stationen sind in Abb. 3.8 blau dargestellt.

Zeitliche Disaggregation von 8h-Daten Für die hydrologische Modellierung mit WaSiM müssen die meteorologischen Eingangsdaten im Zeitschritt des Modells vorliegen. Für die Hochwasservorhersage im alpinen und voralpinen Bereich wurde eine Stunde gewählt. Daher musste für die Daten aus 2001, die z.T. zu den Mannheimer Stunden ms (7^{30} , 14^{30} und 21^{30} Uhr) beobachtet wurden, eine zeitliche Disaggregation vorgenommen werden. Dies wird am Beispiel des Niederschlags gezeigt. Stündlich lagen in der Nähe des Untersuchungsgebietes Niederschlagswerte aus Garmisch und vom Hohenpeißenberg vor. Da Garmisch weiter vom Untersuchungsgebiet entfernt ist und durch die nördlich vorgelagerten Gebirge eine Modifikation der Niederschlagsintensitäten sowie des Ereignisbeginns und -endes zu erwarten war, wurde die Disaggregation anhand des zeitlichen Verlaufs des Niederschlags am Hohenpeißenberg P_{MOHP} vorgenommen. Der Niederschlag P der aktuellen Stunde h an der Station i berechnet sich mit der Summe des Niederschlags im Zeitraum Δt der zeitlich nicht äquidistanten Mannheimer Stunden

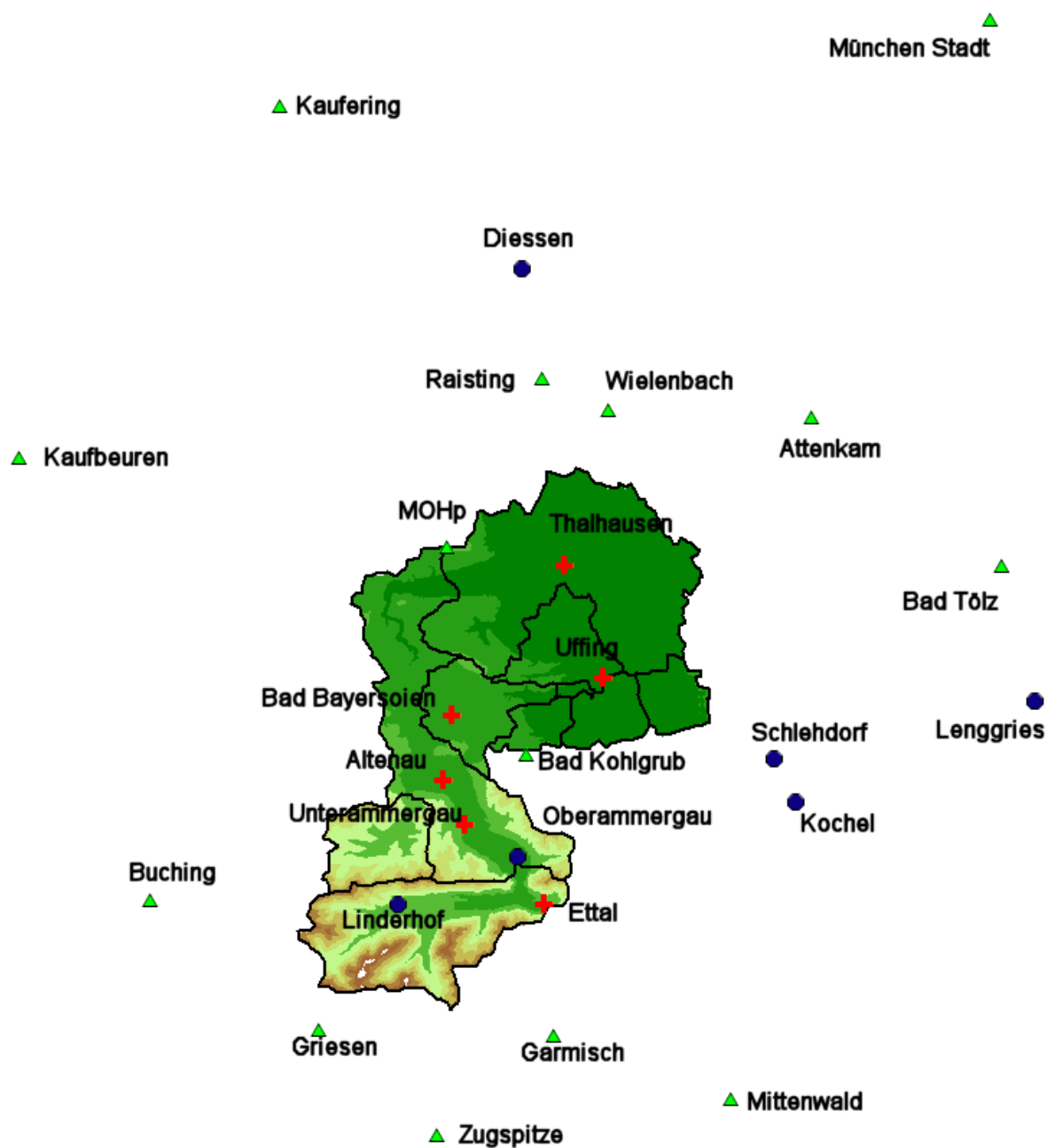


Abbildung 3.8: Relative Lage der verwendeten meteorologischen Stationen zum Ammer-EZG mit seiner Nord-Süd Erstreckung $\approx 40 \text{ km}$. Schwarze Polygone zeigen die ausgewiesenen Teilezugsgebiete, grüne Dreiecke: DWD-Stationen 2001, blau: zusätzliche DWD-Stationen ab 2004, rot: eigene Stationen, betrieben im Sommer 2004 und Sommer 2005.

am Hohenpeißenberg mit

$$P_{MOHp,ms} = \sum_{h=1}^{\Delta t_{ms}} P_{MOHp,h} \quad (3.1)$$

durch:

$$P_{i,h} = P_{i,ms} \frac{P_{MOHp,h}}{P_{MOHp,ms}} \quad (3.2)$$

Für den Sonderfall $P_{MOHp}=0$ und $P_i>0$ wurden die Stundenniederschlagsintensitäten durch zeitliche Mittelwertbildung mit $P_{i,h} = P_{i,ms}/\Delta t_{ms}$ bestimmt.

3.4.2 Messkampagne im Ammer-EZG

Die Qualität der hydrologischen Modellierung ist vor allem durch die Qualität der Eingangsdaten limitiert. Im Sommer 2001 war keine meteorologische Messstation im Ammer-Einzugsgebiet verfügbar. Vor diesem Hintergrund wurde im Jahr 2004 ein Messnetz zur Erfassung von stündlich aufgelöstem

- Niederschlag,
- relativer Feuchte und
- Temperatur

aufgebaut. Die sechs Standorte sind in Abb. 3.8 (rote Kreuze) dargestellt. Die Auswahl der Standorte erfolgte nach den Richtlinien zur Niederschlags Erfassung des Deutschen Wetterdienstes. Der Niederschlag wurde an allen Standorten mit einer Kippwaage mit einer Auflösung von 0.2 mm/tip und einer Auffangfläche von 100 cm^2 aufgezeichnet. Gespeichert wurde jeweils der Zeitpunkt des Kippens der Waage. Diese Daten wurden zu Stundenniederschlagsdaten umgerechnet. Im Sommer 2004 wurden die relative Feuchte und Temperatur nur am südlichsten Standort im Kloster Ettal und im nördlichsten Standort Thalhausen stündlich gemessen. 2005 wurden diese Messungen zusätzlich am Standort Uffing am Staffelsee durchgeführt.

Durch das Hochwasser im August 2005 wurde der Niederschlagsgeber in Thalhausen zerstört, da die Station nahe der Ammer gelegen war. In diesem Jahr waren zusätzlich zu den eigens betriebenen Messgeräten im Ammer-EZG die Daten der im Rahmen des Messnetz 2000 aufgebauten Stationen in Oberammergau (DWD) und im Linderhof (WWA Weilheim) verfügbar.

3.4.3 Radardaten

Für die Berechnung von Niederschlagsintensitäten wurden Daten von zwei Radargeräten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) genutzt:

- Radargerät am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg (MOHp)
- operationelles Radargerät Fürholzen aus dem Radarverbund des DWD

Die operationelle Niederschlagsmessung im DWD geht auf die Forderung nach besseren Kurzfristniederschlagsvorhersagen nach dem Hagelunwetter vom 12. Juli 1984 zurück. Daher wurde 1987 mit dem Aufbau eines Wetterradarverbundes in München begonnen. Das Gerät misst im C-Band mit einer Frequenz von 5.6 GHz. Heute besteht der Radarverbund aus 16 operationellen Radargeräten und dem Forschungsradar am Hohenpeißenberg. Da es sich um ein Forschungsradar handelt ist hier keine kontinuierliche Datenerfassung möglich, so dass auch in Messzeiträumen Datenlücken über mehrere Tage enthalten sein können. Tab. 3.3 gibt einen Überblick über die zur Verfügung stehenden Zeiträume und Datenformate.

Tabelle 3.3: Für diese Arbeit zur Verfügung stehende Radardaten.

Standort	Zeitraum		Format	zeitl. Auflösung
	von	bis		
MOHp	02.06.2001	23.08.2001	CZ	3 min.
Fürholzen (München)	01.06.2004	19.10.2004	DX	5 min.
MOHp	05.06.2005	31.08.2005	DX	5 min.

Die Radardaten vom Sommer 2001 enthalten nur wenige Datenlücken. Aus Radarreflektivitätsmessungen werden unterschiedliche Produkte generiert. Grundsätzlich werden die 15-minütige Volumenmessung (*volume scan*) und die fünfminütige operationelle Niederschlagsabtastung (*precipitation scan*) unterschieden. In dieser Arbeit wurde der *precipitation scan* mit den Datenformaten CZ und DX eingesetzt. Diese unterscheiden sich nur in der zeitlichen Auflösung. Reflexionsmessungen werden bis zu einem Radius von 128 km in 360 Ein-Grad-Sektoren aufgezeichnet. Die Daten enthalten aufgrund der 8-bit Optimierung *radar units (ru)*, die sich wie folgt in Dezibel (dBZ) umrechnen lassen:

$$dBZ = \frac{ru}{2} - 32 \tag{3.3}$$

Bei SELTMANN (1997) finden sich weiterführende Informationen zur Messung und Vorverarbeitung der Radardaten am MOHp.

Für das Auguthochwasser 2005 sind keine Radardaten, weder am Hohenpeißenberg noch aus Fürholzen, verfügbar.

3.4.4 Vergleich von Niederschlagsdaten aus unterschiedlichen Quellen

Vergleich von Stationsmessungen Aufgrund von unterschiedlich großen Geräte- und Windfehlern auch bei nahe zueinander gelegenen Messgeräten weichen Niederschlagsmessungen zum Teil deutlich voneinander ab. ANIOL et al. (1980) untersuchten stündlich aufgelöste Niederschlagsdaten von sieben Niederschlagsschreibern und drei Ombrometern mit einem gegenseitigen Abstand von etwa 200 m. Die in Lichtenau, nahe dem Hohenpeißenberg und Weilheim, von 1976-1978 durchgeführte Messkampagne ergab, dass $\approx 30\%$ der Regenschreiberdaten und $\approx 10\%$ der Ombrometerdaten mehr als $\pm 10\%$ vom Mittelwert der Messungen abweichen.

Vom MOHp standen für diese Arbeit Niederschlagsdaten von einem operationell betriebenen DWD-Kippwaagensystem und einem OmbrometerHP, der einen Tropfenzähler und ein Kippwaagensystem kombiniert, zur Verfügung. Die Distanz zwischen den Messgeräten beträgt ≈ 4 m. Abb. 3.9 zeigt die Gegenüberstellung der Daten für den gesamten Zeitraum April 2001 - November 2002 sowie den Ausschnitt der Sommermonate 2001. Die Analyse der Daten ergibt, dass für den Gesamtzeitraum (13838 Stunden-niederschlagsdaten) 7.2% der Vergleichpaare $>\pm 10\%$ voneinander abweichen, in den Sommermonaten 2001 (2208 Wertepaare) waren es 4.4%.

Vergleich von Stations- und Radardaten Beim Vergleich von Punktmessungen am Boden und abgeleiteten Radarniederschlagsintensitäten muss berücksichtigt werden, dass die Daten auf verschiedenen Messprinzipien basieren.

Stationsdaten werden direkt z.B. mit einem Kippwaagensystem oder gravimetrisch an der Erdoberfläche gemessen und repräsentieren den Punktniederschlag. Bei der Ermittlung des Gebietsniederschlages stellt sich die Frage nach der Repräsentativität der Punktmessung für eine Fläche.

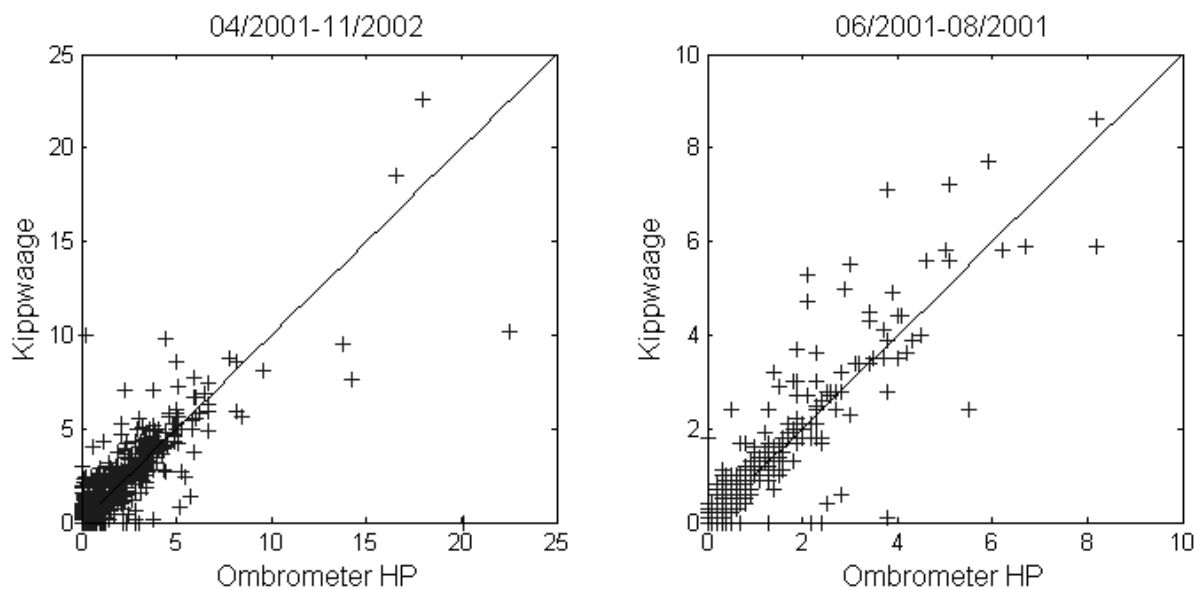


Abbildung 3.9: Scatterplot von Niederschlagsmessungen [mm/h] am Hohenpeißenberg.

Radardaten werden über ein Fernerkundungsverfahren gemessen. Dabei wird ein Atmosphärenvolumen von der Größe $\approx 1 \text{ km}^3$ abgetastet, das sich über der Erdoberfläche befindet. Ein gemessenes Signal, das in Niederschlag umgerechnet wird, kann somit auf dem Fallweg durch Verdunstung reduziert werden und wird mit dem horizontalen Windfeld verfrachtet.

Daher ist bei einer Gegenüberstellung dieser unterschiedlich erhobenen Daten keine perfekte Übereinstimmung zu erwarten.

3.5 Das Auguthochwasser 2005

Die Mehrzahl der großen Hochwasserereignisse in Mitteleuropa entstehen durch *Vb*-Wetterlagen (Genua-Tief). Bei Nord(-west)lagen gelangt kalte und feuchte Luft von Norden her in den Raum südlich der Alpen. Mit einem Adria-Tief werden dann warme und feuchte Luftmassen aus dem Mittelmeerraum von Norden an die Alpen geführt. Durch die orographisch bedingten Hebungsprozesse und die damit verbundene Abkühlung kommt es zu, oft tagelangen, ergiebigen Niederschlägen. Eine solche *Vb*-Wetterlage hat im August 2005 zu großen Hochwasserereignissen im Alpenraum geführt. Am 21.08. war vor allem die Schweiz betroffen. Am 22./23.08. wanderte das Niederschlagsgebiet ostwärts. Dadurch kam es zu Hochwasserereignissen an den Flüssen Lech, Iller, Isar, Inn und deren Vorfluter Donau. Abb. 3.10 zeigt am IMK-IFU vorhergesagte und gemessene

48-stündliche Niederschlagsmengen.

An den südlichen Zuflüssen zur oberen Donau sind neue HHW beobachtet worden, da die Pegelstände höhere Werte als an Pfingsten 1999 erreichten. Der volkswirtschaftliche Schaden in der Schweiz, Österreich und Deutschland wird mit 3.02 Milliarden US\$ beziffert, wobei auf die Bundesrepublik 220 Millionen US\$ entfallen (MÜNCHENER RÜCK 2006).

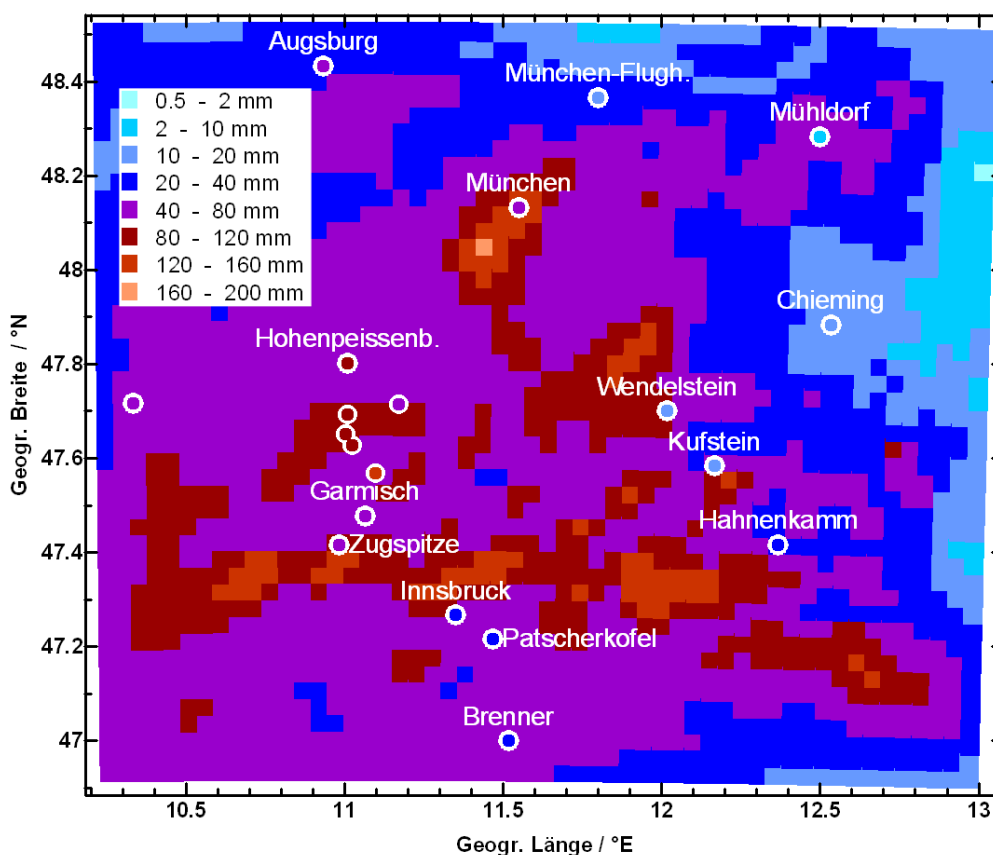


Abbildung 3.10: 48-Stunden Niederschlag (22.-24.08.2005) aus der von J. WERHAHN am IMK-IFU durchgeführten, operationellen Wettervorhersage mit MM5 und korrespondierende Bodenmessungen (Kreise) des DWD und eigene Messungen.

Weitere Beispiele für durch *Vb*-Wetterlagen ausgelöste Hochwasserereignisse sind das Pfingsthochwasser 1999 (Ammer, Loisach, Isar), das Elbe-Hochwasser im August 2002 und das Oder-Hochwasser im Juli 1997.

4 Setup der verwendeten Modellsysteme

In diesem Kapitel werden die Modelleinstellungen des hydrologischen und meteorologischen Modells beschrieben. Die Kalibrierung des hydrologischen Modells wird ausführlich dargestellt. Daneben werden die Strategie und die Umsetzung der Kopplung von WRF und WaSiM erläutert.

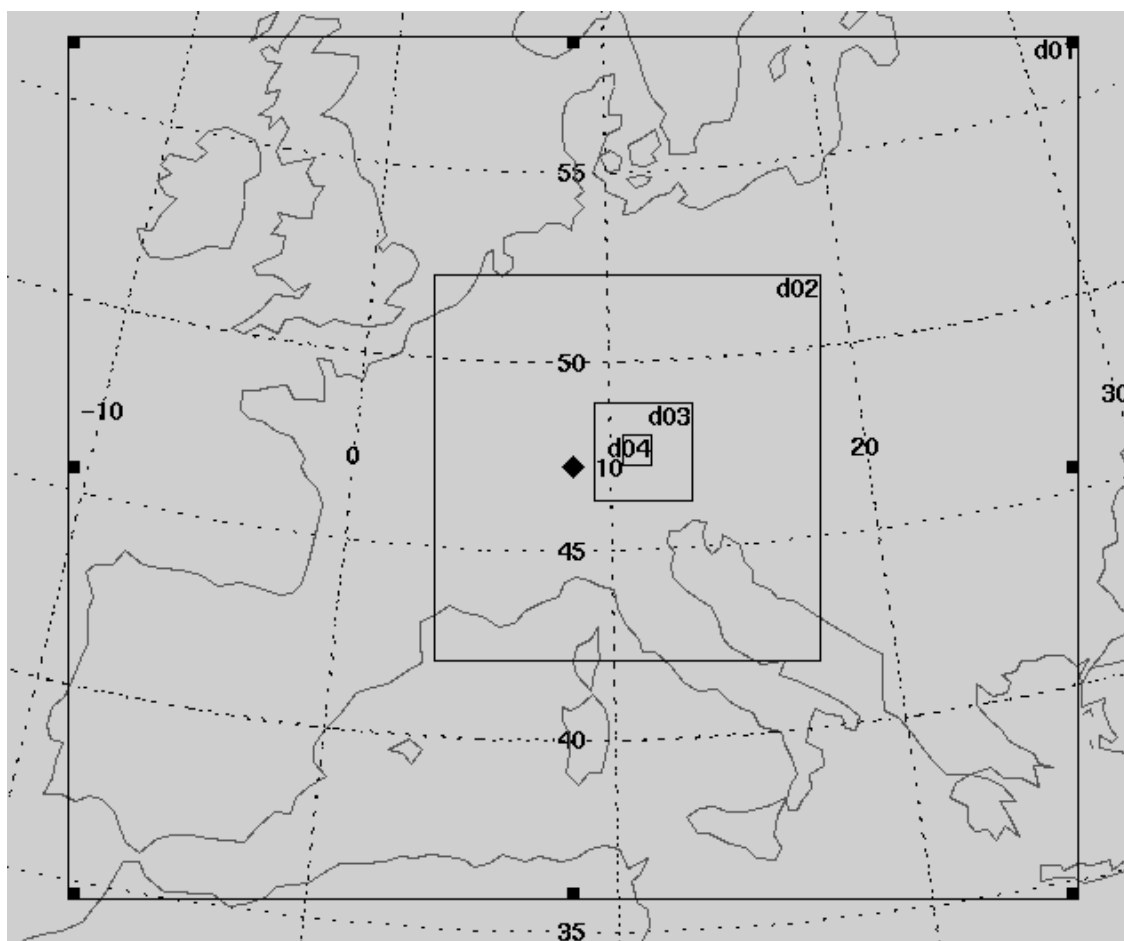
4.1 Weather Research and Forecast WRF

4.1.1 Setup und Diskretisierung

Auswahl der Domains Nach WANG et al. (2004) muss der Raumausschnitt für die meteorologische Modellierung (Domain) so gewählt werden, dass die regionale Modellierung die atmosphärische Zirkulation in räumlichen Skalen, die ein GCM nicht abbilden kann, modifizieren kann. Neben der Lage ist dabei auch eine ausreichende Größe der Domains wichtig. Daher wurde für die Modellierung des Wetters mit Fokus auf den Bayerischen Alpenraum ein sehr großes erstes Domain gewählt, das eintreffende Islandtiefs, Azorenhochs, aber auch Hochdruckgebiete am östlichen Rand des Domains abbilden kann. Tabelle 4.1 gibt einen Überblick über das horizontale Setup der Domains. Im ersten Domain werden die horizontal $\approx 100 \times 100 \text{ km}^2$ aufgelösten globalen Vorhersagedaten auf $54 \times 54 \text{ km}^2$ herunterskaliert. Diese horizontale Auflösung wurde gewählt, um durch drei Downscaling-Schritte mit dem Faktor drei eine maximale Auflösung von $2 \times 2 \text{ km}^2$ zu erreichen. Abb. 4.1 zeigt die Lage der so geschaffenen vier Domains. Vertikal werden 33 Schichten bis zur Modellobergrenze von 100 hPa berechnet.

Tabelle 4.1: WRF-Modellsetup: Auswahl der Domains.

Domain	Anzahl der Gridzellen	Auflösung (<i>km</i>)	Mittelpunkt (lat, lon)
d01	56×48	54	47.20, 8.55
d02	64×64	18	47.18, 10.69
d03	49×49	6	47.57, 11.31
d04	43×43	2	47.66, 11.11

**Abbildung 4.1:** Domain-Setup für die meteorologischen Simulationen mit WRF.

Zeitliche Diskretisierung Die zeitliche Diskretisierung reichte von 270 s in d01 bis 10 s in d04. Damit wird der Zeitschritt von Domain zu Domain entsprechend der horizontalen Auflösung mit dem Faktor drei verringert. Der maximal zulässige Zeitschritt für d01 beträgt 324 s ($6 \times \delta x$).

Höhenmodelloptionen Bei der Generierung des Höhenmodells wurden die drei in Abschnitt 2.3.5 beschriebenen Optionen genutzt. Als Ausgangsdatensatz wird GTOPO30 des USGS (U.S. Geological Survey) mit einer Auflösung von $1 \times 1 \text{ km}^2$ verwendet. Die daraus resultierenden DHM in Domain d03 sind in Abb. 4.2 dargestellt. Die maximale Höhe des Alpenhauptkammes erreicht in d03 4355, 3659 und 3239 $m \ddot{u}.NN$. Der Ort Ettal (869 $m \ddot{u}.NN$) im Lindertal liegt im Modell bei einer horizontalen Auflösung von $6 \times 6 \text{ km}^2$ 1741, 1501 und 1262 $m \ddot{u}.NN$. Daraus wird ersichtlich, dass mit unterschiedlichen Höhenmodelloptionen unterschiedliche Staueffekte und Temperaturberechnungen in Modellsimulationen zu erwarten sind.

Parametrisierungen Aus den Erfahrungen mit dem am IMK-IFU eingesetzten MM5 wurden das langwellige Strahlungsschema RRTM (MLAWER et al. 1997), die Parametrisierungen für die kurzwellige Strahlung nach DUDHIA (1989), sowie das NOAA Bodenmodell eingesetzt. Für die Parametrisierung des grid- und subgridskaligen Niederschlags, des Stoff- und Energieaustausches zwischen Boden und Atmosphäre, sowie der planetarischen Grenzschicht wurden fünf unterschiedliche Kombinationen eingesetzt. Im Einzelnen sind diese in Tab. 4.2 dargestellt.

Tabelle 4.2: Eingesetzte WRF-Parametrisierungskombinationen.

Fall	gridskaliger Niederschlag	subgridskaliger Niederschlag	PBL	Energie-/Massenaustausch Erdoberfläche-Atmosphäre
1	Lin et al.	Grell-Devenyi	MYJ	Monin-Obukhov-Janjic
2	Lin et al.	Grell-Devenyi	YSU	Monin-Obukhov
3	Kessler	Grell-Devenyi	YSU	Monin-Obukhov
4	WSM6	Grell-Devenyi	YSU	Monin-Obukhov
5	Ferrier	Kain-Fritsch	MYJ	Monin-Obukhov-Janjic

Die subgridskalige Konvektion muss bei horizontalen Auflösungen $> 4 \text{ km}$ parametrisiert werden, bei höheren Auflösungen kann die Berechnung explizit durchgeführt werden (KUO et al. 1997, WEISMANN et al. 1997).

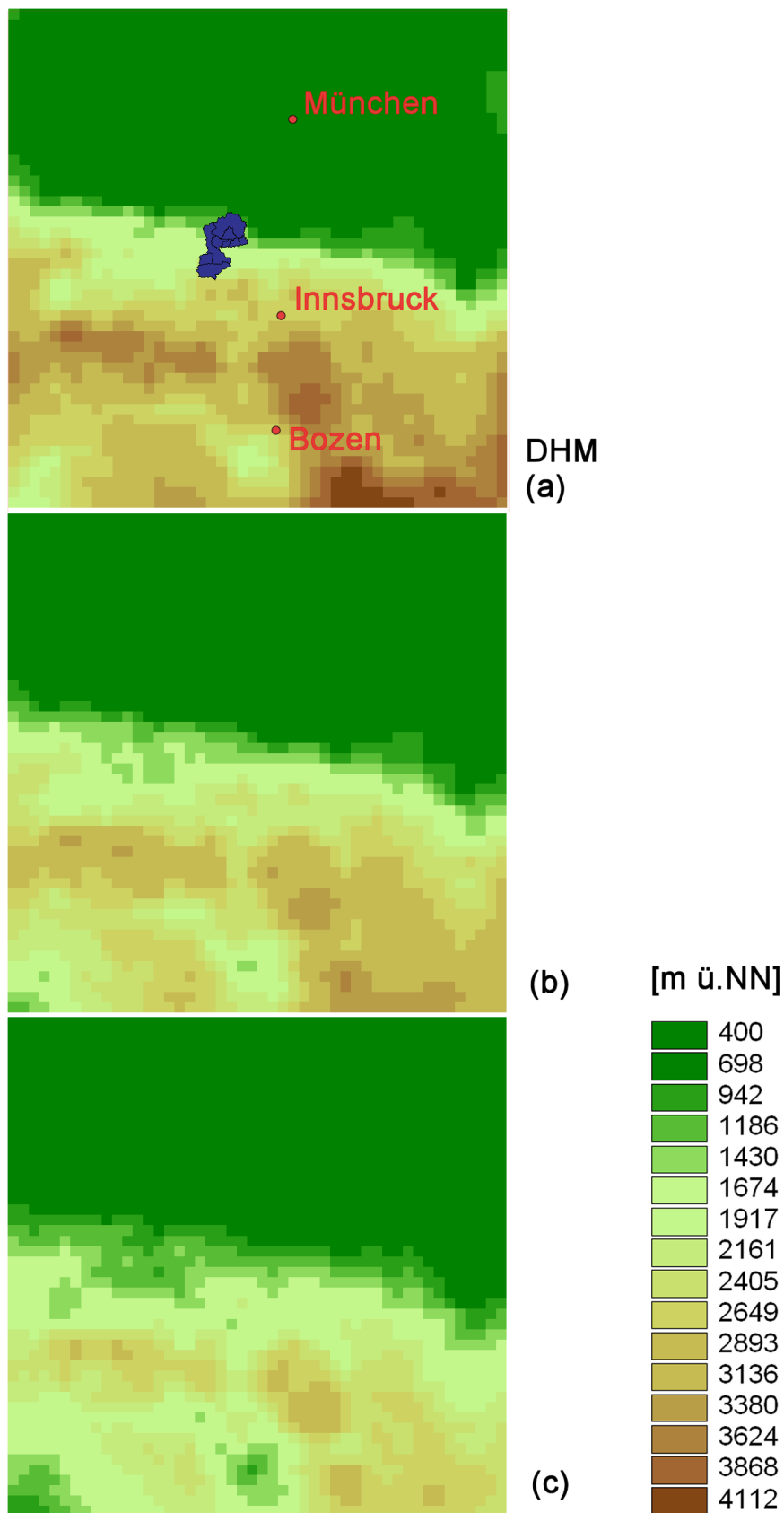


Abbildung 4.2: WRF-Höhenmodelle in Domain d03. DHM (a): einhüllende Funktion, (b) bestmögliche Erhaltung von Tal- und Gipfelstrukturen, (c) einfache Tiefpassfilterung, blau: Lage des Ammereinzugsgebietes.

Modellantrieb Als Modellantrieb werden sechsstündliche GFS-Daten verwendet, die zeitlich linear auf Stundenwerte und räumlich auf die vier Domaingitter interpoliert werden. Bis Juli 2005 enthalten die Daten des globalen Modells zwei Bodenschichten, danach (z.B. Auguthochwasser) vier Schichten (siehe Abb. 2.5).

Für die Wettervorhersage werden Vorhersage- und Analysedaten eingesetzt. Der Unterschied liegt in den einbezogenen Beobachtungsdaten: Bei den Vorhersagedaten wird nur der Initialisierungszeitpunkt durch operationelle Beobachtungsdaten gespeist, während bei Analysedaten die Datenassimilation während des gesamten (globalen) Modelllaufes genutzt wird.

4.2 Wasserhaushalts-Simulations-Modell WaSiM

4.2.1 Setup des Modells

Im Folgenden werden die Modelleinstellungen bei den durchgeführten hydrologischen Simulationen aufgezeigt.

Zeitliche Auflösung Die Ableitung von Fließzeitsummen aus der topographischen Analyse hat sehr kurze Reaktionszeiten der Oberflächenpegel auf Niederschlagsereignisse gezeigt. Daher wurde ein Zeitschritt von einer Stunde gewählt. Dieser wird während der Modellrechnung in 24 Teilzeitschritte unterteilt.

Räumliche Auflösung Um die großen Höhenunterschiede innerhalb des Einzugsgebietes berücksichtigen zu können, wurde in einer räumlichen Auflösung von $100 \times 100 \text{ m}^2$ gerechnet.

Teileinzugsgebiete Die Unterteilung in Teileinzugsgebiete wurden in erster Linie auf Basis der vorhandenen Pegeldaten (Tab. 3.2) durchgeführt. Durch die erwähnten Rückstauereffekte am Pegel Fischen wurde dieser in der Modellierung nicht berücksichtigt. Da das hydrologische Modell kein Seemodell beinhaltet, wurden vier Teileinzugsgebiete eingerichtet, um die Retention des Staffel- und Riegsees auf die flussabwärts liegenden Pegelmessungen simulieren zu können. Damit ergab sich die Einteilung in die zehn in Abb. 4.3 dargestellten Teileinzugsgebiete. Die Berechnung der Fließnetzstruktur wurde aus der Arbeit von KUNSTMANN et al. (2006) übernommen.

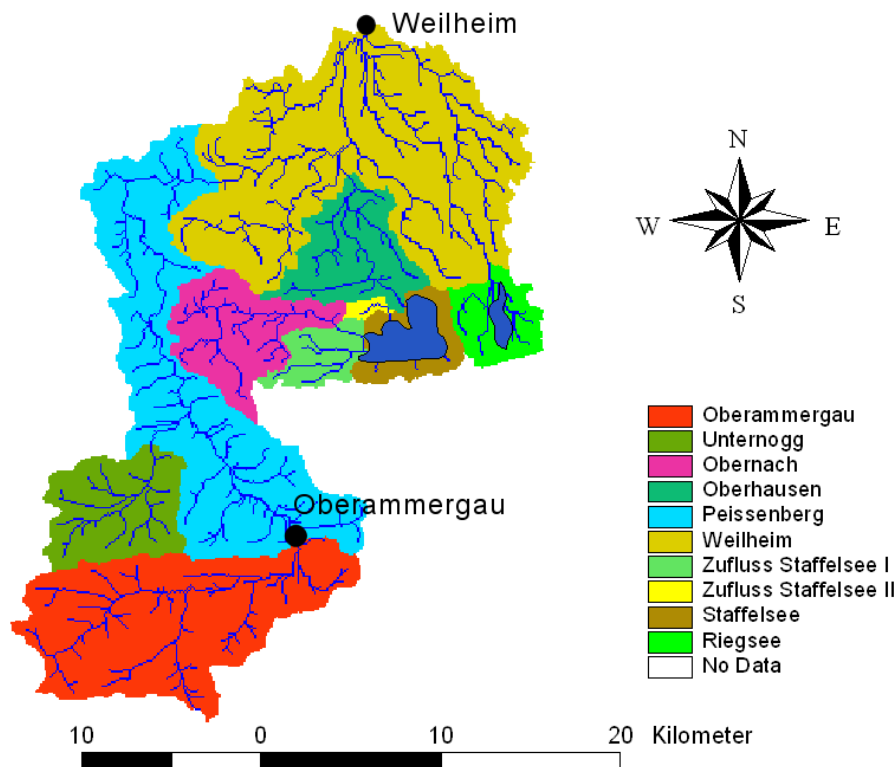


Abbildung 4.3: Teileinzugsgebiete auf Basis von Pegelmessstellen und Hilfeinzugsgebiete zur Modellierung des Auslaufverhaltens von Staffel- und Riegsee. Darüber ist die aus der topographischen Analyse abgeleitete Fließnetzstruktur dargestellt.

Parametrisierung des Bodens Der Boden ist in 15 Schichten mit $\Delta z = 66 \text{ cm}$ unterteilt worden. Die oberste Bodenschicht ist in der verwendeten Modellversion zur genaueren Berechnung des Oberflächenabflusses 5 cm dick.

Meteorologische Eingangsdaten Für Niederschlagsstationsdaten wurde aus den in WaSiM zur Verfügung stehenden Interpolationsverfahren das IDW ausgewählt. Auf eine höhenabhängige Regression wurde verzichtet, da Luv- und Leeeffekte nicht berücksichtigt werden können. Zudem war eine Bergmessung im Einzugsgebiet nicht verfügbar. WÜTHRICH (2004) konnte bei einem dichten Messnetz im westlichen Napfgebiet (Schweiz) mit ausgeprägter Orographie bei der Untersuchung von Profilen keine Höhenabhängigkeit des Niederschlags feststellen. Es konnte jedoch ein Geländeeinfluss auf die Bildung und vor allem auf die Deposition des Niederschlags gezeigt werden.

Bei der Niederschlagskorrektur (Gl. 2.5) wurde ein Gerätefehler von 5% Unterschätzung des wahren Niederschlags sowie 1% Unterschätzung pro m/s Windgeschwindigkeit angenommen.

Die Interpolation von relativer Feuchte und Sonnenscheindauer wurde mit IDW durchge-

führt. Die höhenabhängigen Messgrößen Temperatur und Windgeschwindigkeit wurden mit höhenabhängiger Regression interpoliert.

4.2.2 Modellkalibrierung

Die Evaluierung von Modellergebnissen wird nach KRAUSE et al. (2005) durchgeführt,

- um ein quantitatives Maß für die Reproduzierbarkeit des Verhaltens eines Einzugsgebietes mit einem hydrologischen Modell zu geben,
- um ein Maß für die Modellentwicklung bereitzustellen und
- um aktuelle Modellergebnisse mit früheren Studien vergleichen zu können.

Für die Arbeiten von KUNSTMANN et al. (2006) und MAYR (2004) wurde WaSiM für das Ammer-EZG und 8-stündliche Eingangsdaten kalibriert. Die daraus gewonnen Parameter konnten in der vorliegenden Studie aufgrund des veränderten Zeitschrittes von einer Stunde nicht genutzt werden, da der Zeitschritt in der Berechnung des Auslaufverhaltens der Einzelinearspeicher für Direkt- und Zwischenabfluss eingesetzt wird (siehe Gl. 2.10). Im Folgenden wird die Kalibrierung des hydrologischen Modells WaSiM für das Ammer-EZG beschrieben.

Kalibrierzeitraum Aufgrund der Datenverfügbarkeit der Radardaten wurden als Kalibrierzeitraum die Sommermonate (Juni-August) 2001 gewählt. Die Kalibrierung wurde auf der Basis von Niederschlags- und Abflussdaten durchgeführt. Dies ist im Hinblick auf die Aufgabenstellung (Modellierung des Oberflächenabflusses) zielführend. Zur Überprüfung der simulierten Evaporation, Interzeption, Grundwasserstand oder Abflusskomponenten liegen keine Daten vor.

Parameterauswahl Bei der Auswahl der zu kalibrierenden Parameter konnte auf Sensitivitätsanalysen und Erfahrungen in den Einzugsgebieten der Thur (SCHULLA 1997), der Mangfall (STADLER 2002) und der Ammer (KUNSTMANN et al. 2006) zurückgegriffen werden. Die als sensitiv eingestuft und damit zu kalibrierenden Parameter werden im Folgenden vorgestellt. Im **Grundwassermodell** werden die schwer messbaren horizontalen Leitfähigkeiten des obersten ungespannten Aquifers (k_x, k_y) kalibriert,

die wesentlich die Gesamtmenge des Basisabflusses steuern, der im Modell der Gesamtmenge der Exfiltration aus dem Grundwasser in die Oberflächengewässer entspricht.

Die Berechnung von Oberflächenabfluss und Interflow basiert auf einem Einzelinearspeicheransatz. Im **Bodenmodell** werden die Retentionskonstanten für den Direktabfluss (K_D) und Interflow (K_I) kalibriert, die die Speicherfüllung und dessen Auslaufverhalten steuern. Der Skalierungsparameter der Entwässerungsdichte D_R steuert linear die Menge des dem Interflow zugeführten Wassers. Die gesättigte vertikale hydraulische Leitfähigkeit k_{sat} und der ebenfalls empirische Parameter k_{rec} , der exponentiell die vertikale Leitfähigkeitsabnahme steuert, wurden im letzten Schritt kalibriert.

Gütekriterien Zur Bestimmung der Güte von Modellsimulationen können unterschiedliche Kriterien genutzt werden. Dabei wird zwischen subjektiven (visuellen) und objektiven Kriterien (mathematische Effizienz) unterschieden. Für die mathematische Bewertung der Reproduzierbarkeit von Beobachtungen durch Modellsimulationen stehen mehrere Gütemaße zur Verfügung. KRAUSE et al. (2005) vergleichen neun Gütemaße an drei Fallbeispielen und zeigen, dass die Auswahl eines Kriteriums auch für erfahrene Anwender eine Herausforderung darstellt, da verschiedene Gütemaße zur Wichtung von unterschiedlichen Teilen von Zeitreihen führen. Daraus folgt, dass aus einem Vergleichsdatensatz gemessener und simulierter Abflusskurven mannigfaltige Güteergebnisse berechnet werden können. Daher empfiehlt sich in der Modellkalibrierung die Kombination unterschiedlicher Verfahren.

Die Modelleffizienz $linNS$ nach NASH & SUTCLIFFE (1970) ist ein in der hydrologischen Modellierung weitverbreitetes Gütemaß. Es berechnet sich mit dem gemessenen (Q_{obs}) und simuliertem Abfluss (Q_{sim}) über alle Zeitschritte n des Modells wie folgt:

$$linNS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,sim})^2}{\sum_{i=1}^n (\overline{Q_{obs}} - Q_{i,sim})^2} \quad [-\infty \dots 1] \quad (4.1)$$

Dieses Gütemaß bildet vor allem die Fähigkeit des Modells ab, die Abflussspitzen zu simulieren. Dies ist im Hinblick auf die Modellierung von Hochwasserspitzen mit einem gekoppelten Vorhersagemodell zielführend, so dass dieses Gütemaß in der Kalibrierung verwendet wird. Zur Bestimmung der Güte des Basisabflusses wird das NS-Kriterium logarithmiert ($logNS$) berechnet. KRAUSE et al. (2005) zeigen anhand eines synthetischen Experimentes mit 10000 Realisationen, dass $linNS$ und $logNS$ nur schwach korreliert

sind.

Daneben wird die Erklärende Varianz EV mit der Standardabweichung σ untersucht:

$$EV = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i,obs} - Q_{i,sim} - \sigma)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{i,sim})^2} \quad (4.2)$$

Für die Berechnung der Gütekriterien werden die Zeitreihen gemessener und simulierter Abflüsse ± 10 Zeitschritte gegeneinander verschoben, so dass ein zeitlicher Versatz, der durch Eingangsdaten aus unterschiedlichen Zeitzonen entstehen kann, identifiziert werden kann.

Automatisierte Verfahren wie z.B. PEST (Parameter ESTimation), das erfolgreich im Ammer-EZG eingesetzt wurde (KUNSTMANN et al. 2006), führen zu einem objektiven, reproduzierbaren Kalibrierungsergebnis bei gleichzeitiger Zeitersparnis. Darauf wird im nächsten Abschnitt noch einmal eingegangen.

Vorgehensweise Während der Kalibrierung wurde ein iteratives Verfahren angewandt. Dazu wurden händisch Vorwärtsläufe mit dem hydrologischen Modell durchgeführt und die Güte der Simulation anhand von $linNS$, $logNS$ und der visuellen Interpretation bewertet. Die Startwerte für die zu kalibrierenden Parameter wurden aus den Arbeiten von KRAUSE (2003) und MAYR (2004) übernommen. WaSiM bietet die Möglichkeit, Speicherzustände zu übergeben. Es wurde ein Vorlauf über ein Jahr bis zum 15.05.2001 durchgeführt und daraus die Bodenfeuchte und der Grundwasserstand an die Kalibrierungsläufe übergeben. Die Gütekriterien wurden für den Zeitraum 01.06.-31.08.2001 berechnet.

Im ersten Schritt wurden die Parameter D_R , K_D , K_I , K_{rec} und K_{sat} nacheinander angepasst. Die Wahl des aktuell besten Wertes musste subjektiv durchgeführt werden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass bei der Kalibrierung der Modellparameter von optimalen Eingangsdaten ausgegangen wird. Hier hat sich im Verlauf der Kalibrierung vor allem der Niederschlag durch die geringe Stationsdichte als kritische Größe gezeigt. Abb. 4.4 zeigt ein Zwischenergebnis der Kalibrierung. Dargestellt sind gemessene und simulierte Abflussganglinien für die Pegel Halbammer und Oberrach nach einem konvektiven Niederschlagsereignis. Durch die Interpolation der Stationsmessungen konnte das konvektive Niederschlagsereignis nicht abgebildet werden. Am Pegel Halbammer

wurde nahezu keine Veränderung in der Abflussganglinie gemessen, das hydrologische Modell simuliert basierend auf den Niederschlagseingangsdaten ein Abflussereignis. Am

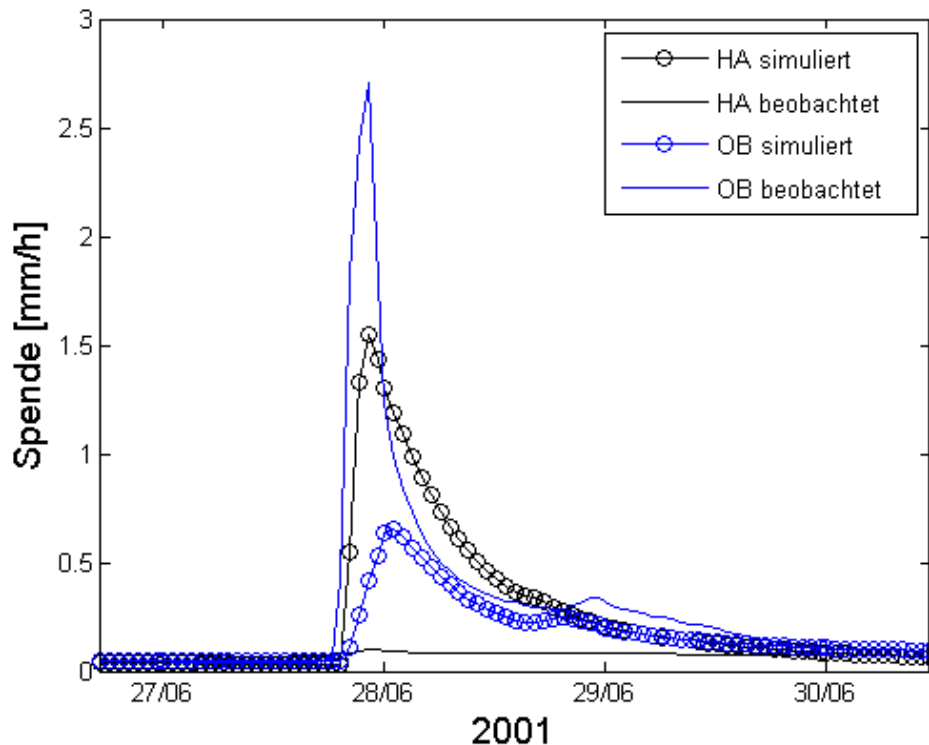


Abbildung 4.4: Zwischenergebnis der Kalibrierung: Auswirkungen der Niederschlagsinterpolation an den Pegeln Halbammer (HA) und Obernach (OB).

Pegel Obernach, der weniger als 15 km vom Pegel Halbammer entfernt liegt, wird das Niederschlagsereignis in den interpolierten Eingangsdaten unterschätzt. Daher, und aufgrund der Unsicherheiten in den Modellparametern, wird das simulierte Abflussereignis unterschätzt. Automatische Kalibrierwerkzeuge bestimmen den optimalen Modellsatz, indem Fehlermaße minimiert werden. Das oben gezeigte Beispiel würde dazu führen, dass am Pegel Halbammer durch die Veränderung von Modellparametern eine Minimierung des im Modell auftretenden fiktiven Abflussereignisses erreicht wird. Der damit ermittelte Parametersatz entspricht jedoch nicht dem optimalen Parametersatz für das Teileinzugsgebiet. Daher wurde neben den oben erwähnten Gütemaßen auf die visuelle Bewertung der Abflussganglinien zurückgegriffen.

Abb. 4.5 gibt ein weiteres Beispiel für die Schwächen der Abschätzung des Gebietsniederschlags durch Interpolation bei Stationsmessungen geringer räumlicher Dichte.

Dargestellt sind die Niederschlagsmuster in der räumlichen Auflösung von WaSiM aus (1) IDW kombiniert mit 30% linearer, höhenabhängiger Regression, (2) einfache IDW

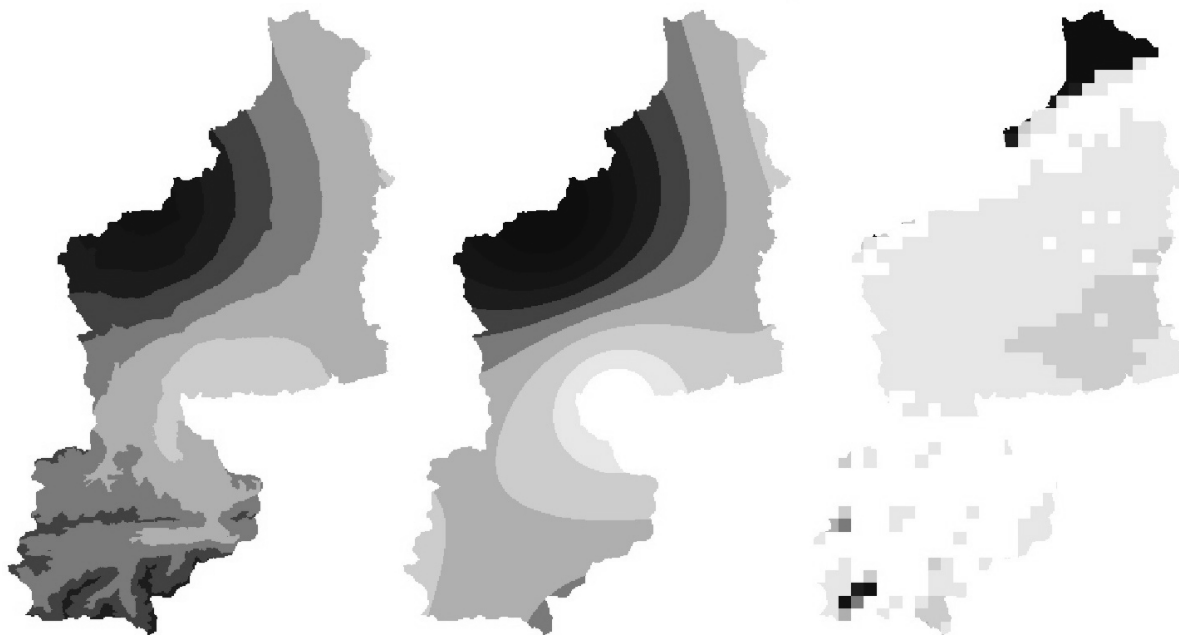


Abbildung 4.5: Vergleich des Niederschlagsmusters aus IDW+Regression, IDW und Radardaten. Intensitäten zwischen 0 (weiß) und 4 (dunkelblau) $mm/7h$, 17.07.2001, 15.00 UTC.

und (3) 7h-Summe aus Radardaten, abgeleitet mit vereinfachter RADOLAN-Beziehung. Für die Interpolation wurden die in Abb. 3.8 dargestellten, 2001 verfügbaren Stationsdaten genutzt. Bei der Kombination von IDW und Regression hat sich ein starker Einfluss der Niederschlagsmessung auf der Zugspitze gezeigt. Diese Messung auf 2960 m $ü.NN$ wird als einzige der verwendeten Stationen auf über 1000 m $ü.NN$ durchgeführt und beeinflusst die Höhenabhängigkeit des interpolierten Niederschlags stark. Da die mesoskaligen Einflüsse an dieser Station nicht denen des Ammergebirges entsprechen, können im Ammergebirge sehr hohe Niederschlagssummen berechnet werden. Im Extremfall, $P > 0$ mm im Ammer-EZG und $P = 0$ mm auf der Zugspitze, wird der Höhengradient des Niederschlags negativ. Aufgrund der fehlenden Gebirgsmessung im Ammer-EZG wurde daher in WaSiM auf die höhenabhängige Regression verzichtet.

Um eine ausreichende Datenbasis für die Abschätzung des aktuell besten Parametersatzes zu gewährleisten, wurden pro Iteration zwischen 20 und 96 WaSiM-Läufe gleichzeitig durchgeführt. Die Parameter D_R und K_I wurden gleichzeitig angepasst, da sie sich auf den gleichen Teil der Abflusskurve auswirken. Abb. 4.6 zeigt ein Zwischenergebnis dieser Kalibrierung am Pegel Unternogg. Die berechneten Gütemaße zeigen Bereiche mit sinnvollen Parameterkombinationen auf. Diese linearen Zielfunktionen hatten an allen Pegeln ein globales Maximum ohne Auftreten von lokalen Maxima, während die

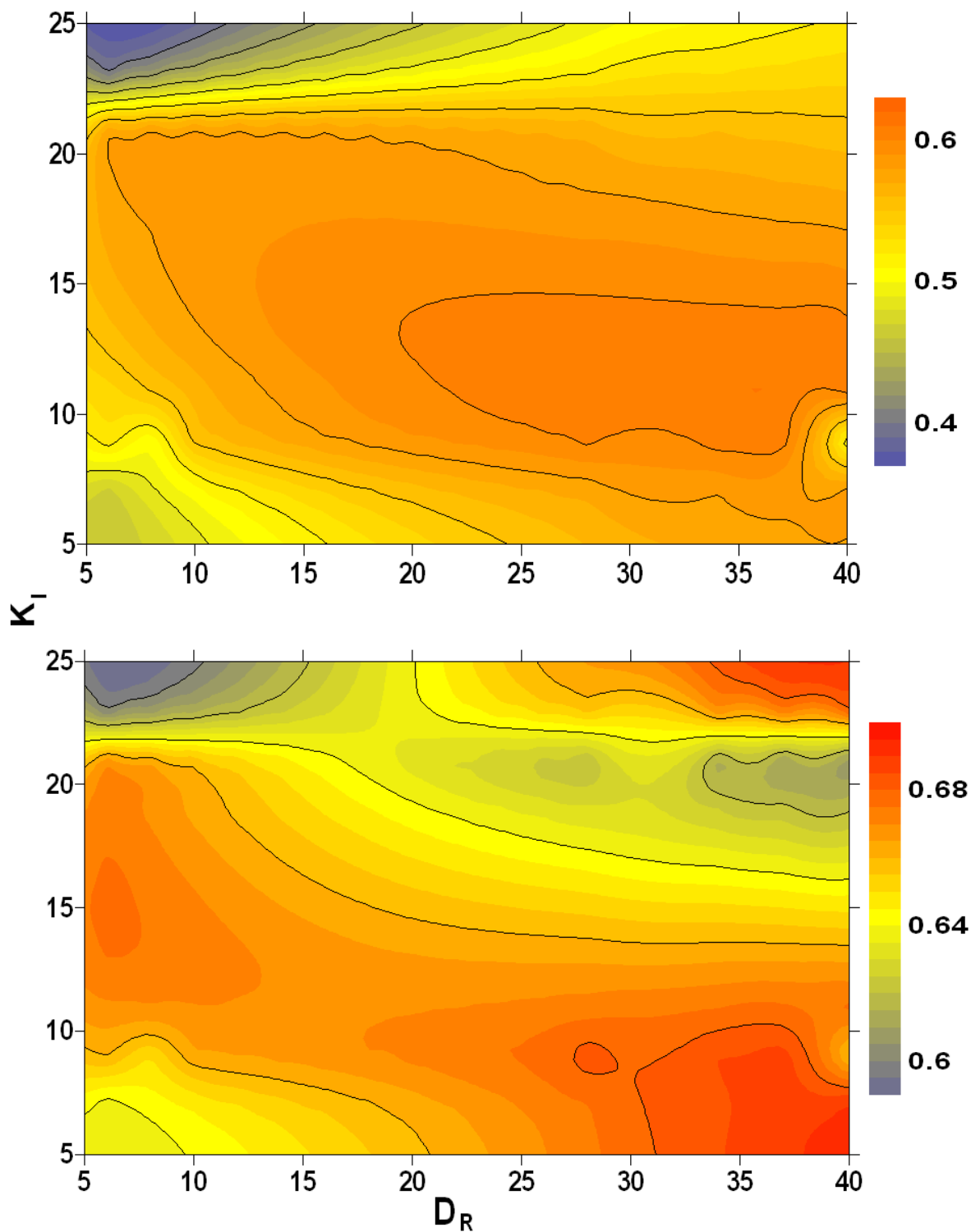


Abbildung 4.6: Gütekriterien $linNS$ (oben) und $logNS$ (unten) während der Kalibrierung von D_R und K_I am Pegel Unternogg (Halbammer). Interpolation aus 96 WaSiM-Läufen.

logarithmischen Gütemaße oft mehrere lokale Maxima aufzeigten.

Ergebnisse der Kalibrierung Im Folgenden werden die Ergebnisse der Kalibrierung des hydrologischen Modells für das Ammer-EZG vorgestellt. Abb. 4.7 zeigt simulierte und beobachtete Abflussganglinien für die drei Ursprungsgebiete Oberammergau, Halbammer und Obernach.

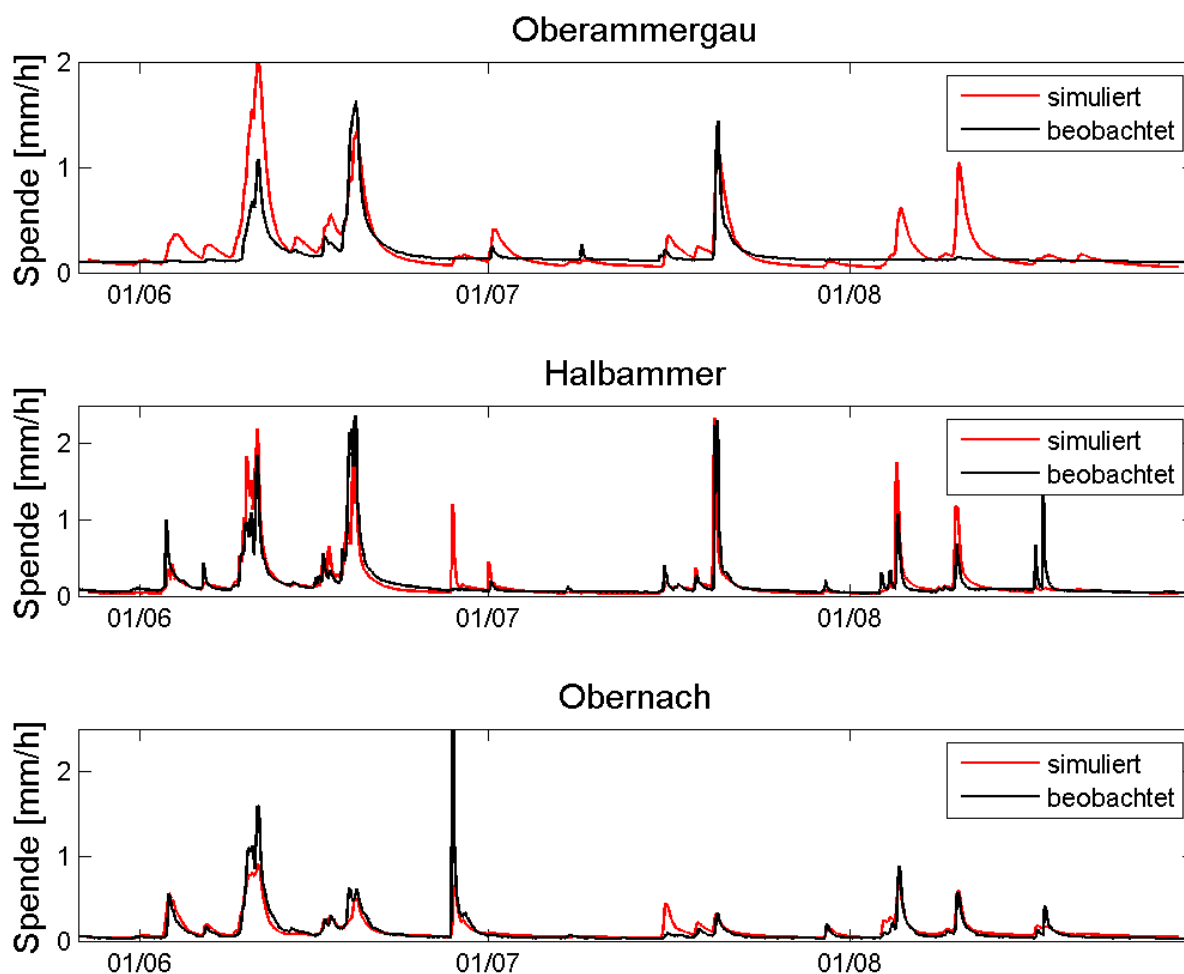


Abbildung 4.7: Ergebnis der Kalibrierung im Sommer 2001, Ursprungsgebiete im Ammer-EZG.

Dabei gibt die simulierte Abflussganglinie die Beobachtung an den Pegeln Halbammer und Obernach gut wieder. Die Probleme bei der Modellierung des Pegels Oberammergau sind auf zwei Gründe zurückzuführen: Die Verkarstung im Lindertal und die meteorologischen Eingangsdaten. Die Verkarstung führt zur, mit WaSiM nicht simulierbaren, Versickerung der Linder, die einige Kilometer talabwärts als Ammer zu Tage tritt. Damit ist ebenfalls eine sehr hohe Infiltration in den Boden und Exfiltration in die Flussläufe verbunden. Eine bekannte Quellschüttung von $1 \text{ m}^3/\text{s}$ aus dem Teileinzugsgebiet heraus

ins östlich gelegene Murnauer Moos wird berücksichtigt.

Die Interpolation meteorologischer Punktdaten wird bei geringer Stationsdichte vor allem in Gebirgsregionen problematisch. Für den Kalibrierungszeitraum war keine Punktmessung im Lindertal verfügbar, so dass z.B. Stau- oder Luv- und Leeeffekte durch die umliegenden Gebirgszüge nicht abgebildet werden konnten.

Bei der Kalibrierung der Pegel Oberhausen, Peißenberg und Weilheim wurden die Abflussmessungen der Oberlieger als Zusatzinformation genutzt. Die Ergebnisse der Abflusssimulationen sind in Abb. 4.8 dargestellt.

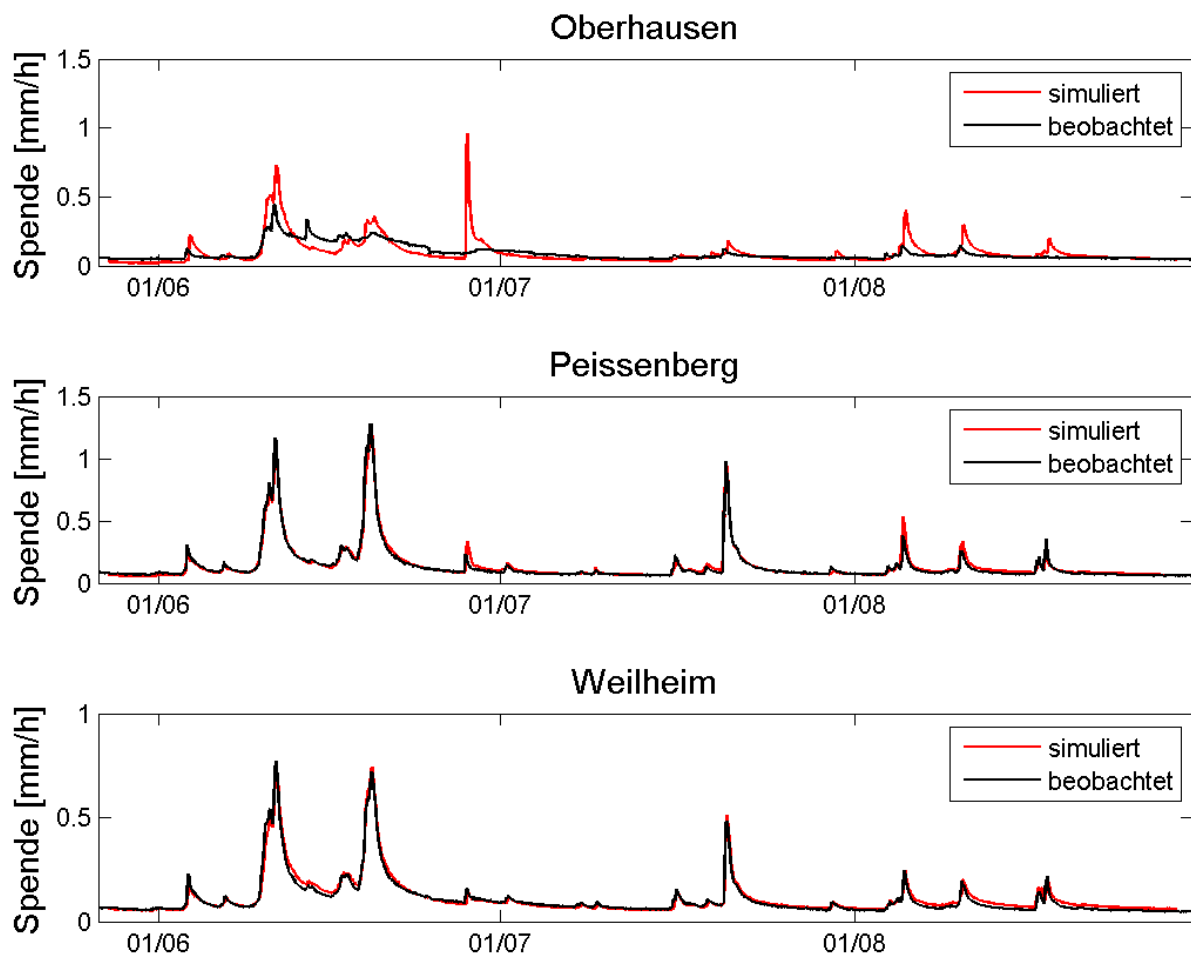


Abbildung 4.8: Ergebnis der Kalibrierung im Sommer 2001, unter Einbeziehung der gemessenen Abflussdaten der darüber liegenden Teil-EZG.

Für die Pegel Peißenberg und Weilheim werden sehr gute Modellergebnisse erreicht. Die Abflussinformation des Pegels Oberrnach für das Teil-EZG Oberhausen wird durch die Retention des dazwischenliegenden Staffelsees beeinflusst. In WaSiM werden Punkte innerhalb des Staffel- und Riegsees definiert, an denen das Modell den Grundwasserstand gleich der Höhe des DHM setzt. Durch die Bildung engerer Teileinzugsgebiete für

diese beiden Seen kann über die Rezessionskonstanten für Direkt- und Zwischenabfluss die Beschreibung der Speicherfüllung und -leerung des Sees erreicht werden. Dadurch wird jedoch die Abflussinformation des Pegels Oberrach stark modifiziert. Die Güte der Abflusssimulationen ist in Tab. 4.3 dargestellt.

Tabelle 4.3: WaSiM Simulationsgüte für die Kalibrierung 2001 und *linNS* zwischen Abflussmessung und Abflussmessung aus Zuflüssen (a priori-Wissen).

Pegel/ <i>linNS</i>	O'gau	Halbammer	Oberrach	Ober- hausen	Peißen- berg	Weilheim
Simulation ¹	0.2	0.58	0.68	0.18	0.9	0.92
Simulation ²	0.2	0.58	0.68	0.18	0.42	0.75
a priori	-	-	-	0.24	0.35	0.36
<i>logNS</i> ¹	-0.07	0.69	0.65	-0.13	0.83	0.87
<i>linEV</i> ¹	0.4	0.57	0.69	-0.49	0.93	0.95
<i>logEV</i> ¹	0.21	0.70	0.82	0.59	0.91	0.95

¹ mit ² ohne Routing mit Abflussmessungen

Das Routing in WaSiM erlaubt die Verwendung des gemessenen Abflusses. Der simulierte Abfluss an Teileinzugsgebietseinlässen wird dann zu jedem Zeitschritt durch Messwerte ersetzt, um eine möglichst genaue Kalibrierung zu gewährleisten. Da für Vorhersagen keine Messungen verfügbar sind, pflanzen sich Fehler in der Abflusssimulation auf untenliegende EZG fort. Daher werden die berechneten Gütemaße der Simulationen auch ohne Verwendung des gemessenen Abflusses angegeben. Zusätzlich wird für die Pegel mit der a priori Information das Gütemaß alleine durch die Abflussmessungen an den Teileinzugsgebietseinlässen gezeigt. Dazu wurde das *linNS* zwischen Abflussmessung und der Abflussmessung aus Zuflüssen zum Teil-EZG berechnet. Zur Berücksichtigung der Fließzeit zwischen den Pegeln wurden die Abflusszeitreihen bis zu 10 Stunden stündlich gegeneinander verschoben und das beste daraus resultierende Gütemaß angegeben. Um die Fließzeiten vom Teileinzugsgebietseinlass zum Auslass zu berücksichtigen, wurden die Zeitreihen bei der Berechnung des *linNS* einstündlich bis zu 10 Stunden gegeneinander verschoben und das beste Gütemaß ermittelt. Die Abflussmessung am Pegel Oberrach ist durch die Retention des Staffelsees nur von eingeschränktem Nutzen für die Abflussberechnung am Pegel Oberhausen.

4.2.3 Validierungsphasen

Als Validierungszeiträume stehen zwei sehr unterschiedliche Zeiträume zur Verfügung: Die Sommermonate Juni-August 2004 waren mit Niederschlägen um 350 *mm* am MOHp sehr trocken, während im Sommer 2005 mehr als 500 *mm* gemessen wurden (davon 147.5 *mm* während des Auguthochwassers).

Die Validierungszeiträume wurden aufgrund der Verfügbarkeit von meteorologischen Stationsmessungen und Radardaten ausgewählt. Tabelle 4.4 zeigt die simulierten Gütekriterien.

Tabelle 4.4: WaSiM Simulationsgüte (*linNS*) für die Kalibrierphase 2001 und die Validierung 2004/2005.

Pegel/ Zeitraum	O'gau	Halbammer	Obernach	Ober- hausen	Peißen- berg	Weilheim
2001	0.2	0.58	0.68	0.27	0.9	0.92
2004	-0.15	0.58	0.61	0.16	0.81	0.91
2005	0.85	- ¹	0.67	-0.33	0.92	0.95

¹ keine Messdaten verfügbar

Da 2004 ein abflussschwaches Jahr war und am Pegel Oberammergau der Basisabfluss und die Infiltration in die verkarsteten Räume des Lindertales im Modell deutlich unterschätzt wird, ergibt sich trotz der in Vergleich zum Kalibrierungszeitraum verbesserten Niederschlagseingangsdaten durch die zusätzlichen Messungen in Ettal und im Linderhof eine schlechtere Modellgüte. Die starke Verbesserung der Modellgüte 2005 ist vor allem auf die gute Modellierung des Auguthochwassers zurückzuführen. Bei der Validierung 2005 haben sich die Nachteile der Kalibrierung ohne großes Hochwasserereignis gezeigt: Nicht in allen Teileinzugsgebieten konnte der maximale Abfluss im August 2005 zufriedenstellend wiedergegeben werden. Die Ergebnisse der Abflusssimulationen an den fünf verfügbaren Pegelmessstellen sind in Abb. 4.9 dargestellt. Um die bestmögliche Hochwasservorhersage zu gewährleisten wurde eine Neukalibrierung für den Sommer 2005 durchgeführt, der das Auguthochwasser enthält. Die Ergebnisse sind in Tab. 4.5 dargestellt. Hier zeigt sich bei der Simulation ohne gemessene Abflüsse, wie sie bei der Abflussvorhersage durchgeführt wird, dass vor allem die Verkarstung im Lindertal (Teil-EZG Oberammergau) eine Verschlechterung der Simulationsgüte am Pegel Peißenberg bewirkt. Am Auslass des modellierten Ammer-EZG in Weilheim erreicht die Simulation

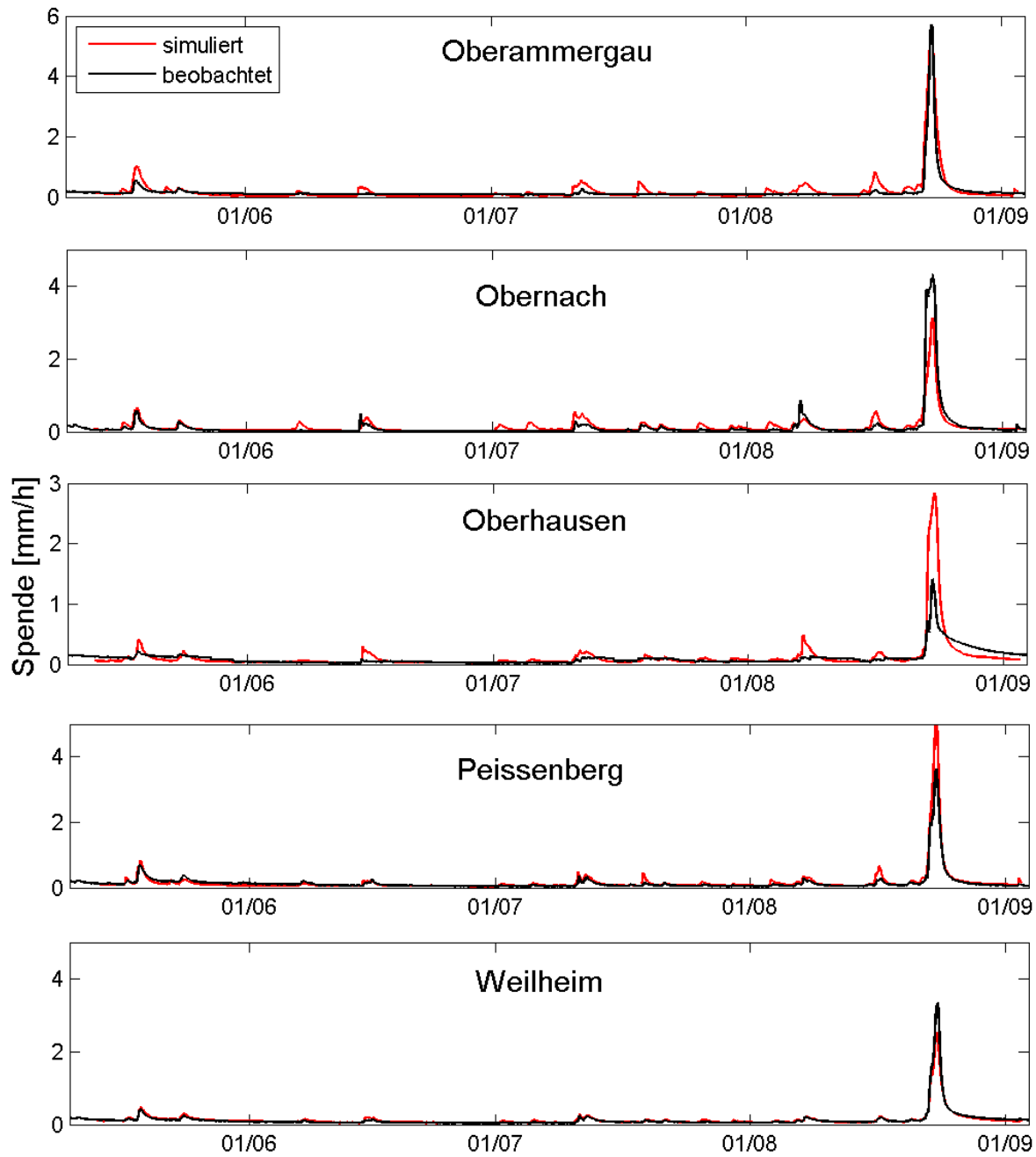


Abbildung 4.9: Beobachteter und simulierter Abfluss in der Validierungsphase (Juni-September 2005).

Tabelle 4.5: WaSiM Simulationsgüte für die Neukalibrierung 01.06.-06.09.2005.

Pegel/ <i>linNS</i>	Oberammergau	Obernach	Ober- hausen	Peißen- berg	Weilheim
Simulation ¹	0.88	0.83	0.89	0.86	0.96
Simulation ²	-	-	0.89	0.78	0.95
$qmax_{obs}$ ³	5.28	4.35	1.15	3.62	3.34
$qmax_{sim}$ ⁴	5.72	3.49	1.4	4.6	3.42

Routing ¹ mit ² ohne Abflussmessungen

³ Maximaler Abfluss [mm/h], Rohdaten HND Bayern

⁴ Simulation ohne Routing mit Abflussmessungen

ohne gemessene Abflussdaten fast die Modellgüte unter Verwendung von Messwerten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass am Teileinzugsgebietseinlass in Peißenberg zu viel und in Oberhausen zu wenig Abfluss simuliert wird, wodurch ein Ausgleich stattfindet.

4.3 Kopplung WRF-WaSiM

Bisher ist das hydrologische Modell mit gemessenen meteorologischen Stationsdaten angetrieben worden. Die Nutzung meteorologischer Simulationsdaten erfordert eine im Folgenden beschriebene Modellkopplung. Dazu wird jede Gridzelle des meteorologischen Modells als „virtuelle meteorologische Station“ angesehen.

4.3.1 Kopplungsstrategie

In der vorliegenden Arbeit wurde die Kopplung zwischen dem meteorologischen Modell WRF und dem hydrologischen Modell WaSiM in einer Ein-Wege-Strategie umgesetzt. Dabei gibt es keine Interaktionen zwischen den Modellen: Die Ausgabedaten des meteorologischen Modells werden genutzt, um stündliche Eingangsdaten für das hydrologische Modell zu berechnen. Dazu sind die folgenden Schritte nötig:

- WRF 72h-Vorhersagelauf in vier Domains ($54 \times 54 \text{ km}^2$ - $2 \times 2 \text{ km}^2$)
- Koordinatentransformation: Lat/Lon (WRF) nach UTM WGS84 (WaSiM)
- Korrektur des Zeitversatzes (GMT -> MEZ)
- Datenreduktion: Beschränkung auf den Raumausschnitt des Ammer-EZGs

- Transformation oder Berechnung der benötigten meteorologischen Daten für die hydrologische Modellierung
- Durchführung der Abflussvorhersage

Abb. 4.10 gibt einen Überblick über die Schnittstelle zwischen den Modellen.

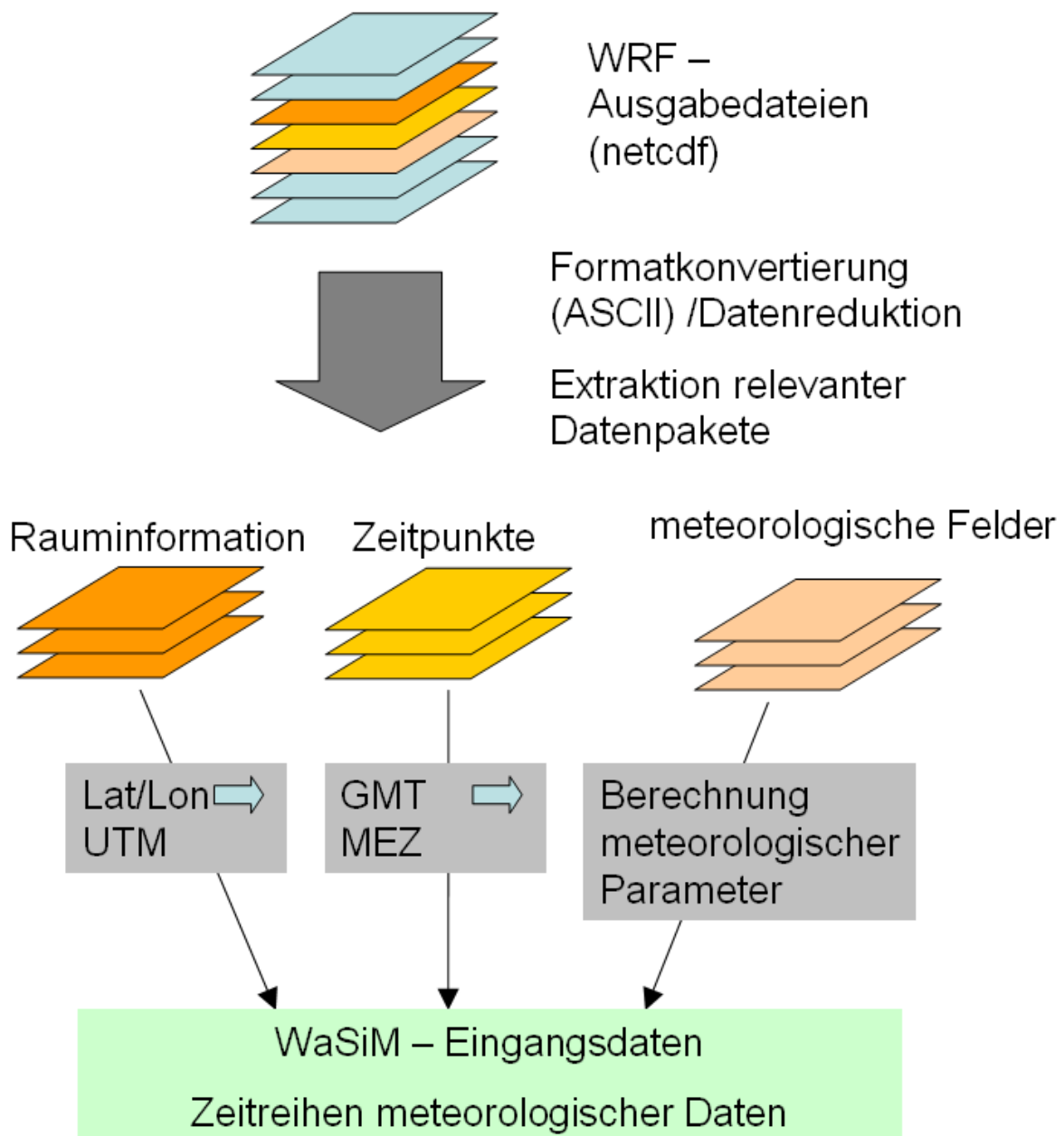


Abbildung 4.10: Schematischer Überblick der Ein-Wege Modellkopplung WRF-WaSiM für jedes Domain des meteorologischen Modells.

4.3.2 Technische Umsetzung

Die Ein-Wege-Strategie bei der Kopplung des meteorologischen und hydrologischen Modells erlaubte die freie Wahl der Methode. Durch die Plattformunabhängigkeit wurde die Programmiersprache C++ zur Realisierung des Tools gewählt, die auch den operationellen Einsatz des gekoppelten Modellsystems erlaubt.

Das meteorologische Modell legt für jedes Domain eine neue Ausgabedatei an, die im Netcdf-Binärformat vorliegt und alle benötigten Daten zur Modellkopplung beinhaltet. Daraus resultiert, dass die Kopplungsroutine auf die Ausgabedaten jedes Domains einzeln angewandt werden muss. Durch die Implementierung des Standardprogramms *ncdump* wird eine Umwandlung der Daten ins ASCII-Format bei gleichzeitiger Datenreduktion erreicht. Es werden nur die meteorologischen Daten extrahiert, die für die Berechnung der Eingangsdaten für die hydrologische Modellierung benötigt werden:

- Rauminformationen (Koordinatenpaare, Größe der meteorologischen Felder)
- Zeitinformationen für die temporale Diskretisierung
- meteorologische Felder zur Berechnung der WaSiM-Eingangsdaten

Die Ausgabedaten der Wettervorhersage erlauben die exakte Verortung jedes Datenpunktes. Im ersten Schritt werden die meteorologischen Ausgabedaten mit Rauminformationen im Lat/Lon-Koordinatensystem verortet. Da im hydrologischen Modell ein metrisches Koordinatensystem gefordert ist, wird hier das UTM (Universal Transverse Mercator) eingesetzt.

Die Konvertierung der Koordinaten erfolgte über eine frei verfügbare C++-Bibliothek (*LLtoUTM*) von Chuck Gantz (<http://www.gpsy.com/gpsinfo/geotoutm/>).

Im nächsten Schritt werden die in GMT (Greenwich Mean Time) vorliegenden Zeitpunkte in mitteleuropäische Zeit (MEZ) umgerechnet.

Im Folgenden wird die Berechnung der für die hydrologische Modellierung benötigten meteorologischen Vorhersagedaten beschrieben. Die Kenntnis der Domaingröße in x- und y-Richtung sowie der Anzahl der Zeitpunkte erlaubt die Extraktion der meteorologischen Daten.

WRF-Ausgabedateien beinhalten die *Temperatur* in 2 m Höhe, so dass nur die Umwandlung des Datenformates durchgeführt werden muss.

Aus den horizontalen Windvektoren \vec{u} und \vec{w} wird die *horizontale Windgeschwindigkeit* v berechnet:

$$v^2 = \vec{u}^2 + \vec{w}^2 \quad [m/s] \quad (4.3)$$

Der *Niederschlag* liegt in zwei Komponenten (entsprechend den Berechnungen aus den Parametrisierungen für gridskalige- und subgridskalige Niederschlagsprozesse) kumulativ im WRF-Output vor, so dass im ersten Schritt eine zeitliche Diskretisierung des Niederschlags und im zweiten Schritt eine Addition der beiden Niederschlagskomponenten für jeden Zeitschritt durchgeführt wird.

Die *Globalstrahlung* wird aus der Summe des kurzwelligen und des langwelligen einfallenden Strahlungsanteils aus den Parametrisierungen nach DUDHIA (1989) und MLAWER et al. (1997) berechnet.

Die Bestimmung der *relativen Feuchte* f_r [%] erfolgt über das Massenmischungsverhältnis des Wasserdampfes ω_v [kg/kg], der Temperatur T [°K] und des Bodendrucks P_a [hPa] (JACOBSON 2005):

$$f_r = 100\% \frac{\omega_v}{\omega_{v,s}} = 100\% \frac{P_v(P_a - P_{v,s})}{P_{v,s}(P_a - P_v)} \quad [\%] \quad (4.4)$$

Dazu wird das Sättigungsmassenmischungsverhältnis $\omega_{v,s}$ [kg/kg]

$$\omega_{v,s} = \frac{\epsilon P_{v,s}}{P_a - P_{v,s}} \quad (4.5)$$

mit dem Sättigungsdampfdruck

$$P_{v,s} = a \exp\left(\frac{b(T - 273.15)}{T - c}\right) \quad (4.6)$$

berechnet. Die dazu verwendeten Koeffizienten, die über Wasser und Eis unter anderem durch die veränderte Oberflächenform variieren, werden in Tab. 4.6 gezeigt.

Tabelle 4.6: Koeffizienten zur Bestimmung von $P_{v,s}$

$P_{v,s}$	a	b	c
über feuchten Oberflächen	6.112	17.67	29.65
über Eis	6.016	21.88	7.65

Die in Gl. 4.6 gegebene Definition weicht von derjenigen der WMO ab, wonach die relative Feuchte durch $f_r = P_v/P_{v,s}$ berechnet wird.

Zuletzt werden die erzeugten Daten in die von WaSiM geforderte Tabellenform gebracht. Für jeden der fünf meteorologischen Parameter wird so eine Zeitreihe für jeden verfügbaren Raumpunkt über die Dauer des meteorologischen Laufes generiert.

5 Abschätzung der Niederschlagsverteilung aus Radardaten

In diesem Kapitel wird die Abschätzung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags aus Radardaten beschrieben. Dazu zählen die Vorverarbeitung der Radardaten mit den durchgeführten Korrekturen, die Umrechnung der Reflektivitätswerte in Niederschlagsintensitäten, die Übergabe der Radarniederschlagsdaten an das hydrologische Modell sowie die Ableitung einer Q-Z/R-Beziehung unter Verwendung von Abflussdaten und hydrologischer Modellierung.

5.1 Ermittlung von Niederschlagsintensitäten aus Radardaten

5.1.1 Georeferenzierung

Der erste Schritt der Radardatenverarbeitung war die Georeferenzierung jedes einzelnen Datenpunktes, um die Visualisierung der Daten sowie die Übergabe an das hydrologische Modell zu ermöglichen. Als Referenzsystem wurde das metrische UTM (*Universal Transverse Mercator*)-Koordinatensystem gewählt. Dabei wurde von zwei Annahmen ausgegangen:

- Durch die Verwendung der Radardaten in einem Radius von 45 *km* um das Radargerät ist der horizontale Versatz durch die Erdkrümmung vernachlässigbar.
- Durch die Lage des Untersuchungsgebietes in den Mittelbreiten wird das UTM-Gitter als rechtwinklig angenommen.

Für die spätere Weiterverarbeitung wurde eine *lookup-table* generiert, in der die UTM-Koordinaten (Zone 32) jeden der 46081 Datenpunkte gespeichert ist.

5.1.2 Räumliche Korrektur der Rohdaten

Clutter Vor der Berechnung von Niederschlagsfeldern müssen Boden- und Festkörperreflexion aus den Daten entfernt werden. Clutter durch Bodenechos zeichnet sich dadurch aus, dass über einen größeren Zeitraum $Z > 0$ ist. Daher werden lange Zeitreihen, in dieser Arbeit drei Monate, genutzt, um stationäre Clutterpixel zu identifizieren. Daraus wurde eine Maske erstellt, die zur Beseitigung dieser Datenpunkte aus dem Ausgangsdatensatz genutzt wird. Dazu zählen beispielsweise der Gipfelbereich der Kreuzspitze (2185 *m ü.NN*) und der Geierköpfe (2161 *m ü.NN*). Das Ersetzen der daraus entstehenden Datenlücken durch Interpolation mit den umliegenden Pixeln wurde nicht durchgeführt, da dies im hydrologischen Modell am Beginn jedes Zeitschrittes durchgeführt wird.

Festkörperreflexion ist räumlich und zeitlich variabel. Neben den stationären finden sich auch instationäre Strukturen in Radardaten, die z.B. von Vogelschwärmen oder Flugzeugen verursacht werden können. Da es sich dabei um kleinräumige Phänomene handelt, die sich in der hydrologischen Modellierung in Teileinzugsgebieten mit einer Fläche von ungefähr $10 \times 10 \text{ km}^2$ kaum auf die Abflussberechnung auswirken, wird keine Filterung der Daten durchgeführt.

Abschattung Die Korrektur der Abschattung wurde ähnlich der Clutterkorrektur mit einer Maske durchgeführt. Über einen dreimonatigen Zeitraum zeigt sich im Ammer-EZG die Abschattung durch einen Kirchturm und einen Sendemast nahe des Hohenpeißenberges in einer dreimonatigen Niederschlagsdifferenz $>30\%$ zu den umliegenden Radarpixeln.

Verfrachtung mit dem Windfeld Da die Schneeverfrachtung im Sommer vernachlässigbar ist, wird keine Korrektur der horizontalen Verfrachtung auf dem Fallweg durchgeführt.

Lagekorrektur Die UTM-Koordinaten des Hohenpeißenberges aus der amtlichen topographischen Karte des Bayerischen Landesvermessungsamtes wurden als Grundlage zur

Radarkoordinatenberechnung eingesetzt. Eine im WaSiM-Koordinatensystem festgestellte Nord-Süd- und West-Ost-Abweichung von 800 und 1100 *m* wurde korrigiert.

Abb. 5.4 gibt unter anderem einen Überblick über die Auswirkungen der Festkörper- und Abschattungskorrektur auf den Niederschlagsinput für das hydrologische Modell.

5.1.3 Eingesetzte Z/R-Beziehungen

In dieser Arbeit wurden sowohl einteilige als auch mehrteilige Z/R-Beziehungen eingesetzt. Die einteilige Z/R-Beziehung basiert auf den Arbeiten von ANIOL (1975) und ANIOL et al. (1980):

$$Z = 256R^{1.42} \quad (5.1)$$

Diese Standardbeziehung wurde lange Zeit am DWD eingesetzt, bevor die Online-Aneichung aus dem RADOLAN-Projekt (2004) eingeführt wurde.

Nach WU & TOKAY (2005) wurde der *b*-Koeffizient aus synthetischen Experimenten mit 75% Regenintensitäten $< 3 \text{ mm/h}$ um 1.31 bestimmt. Dieser kontrovers diskutierte Parameter (JAMESON & KOSTINSKI 2005) wurde mit unterschiedlichen *a*-Koeffizienten genutzt. DOELLING et al. (1998) beschränken den Wertebereich für den Exponenten *b* auf $1.406 \dots 1.642$, aus praktischen Gründen wurde der Wert 1.5 genutzt. Auch in dieser Arbeit wurde mit dem konstanten Exponenten $b=1.5$ gerechnet.

Für zwei Gewitterereignisse im August 2001 fanden LANGE et al. (2003) trotz ähnlicher räumlicher Strukturen für den Löchernbach am Ostrand des Kaiserstuhls zwei völlig unterschiedliche Beziehungen $Z = 390R^{1.83}$ und $Z = 41R^{1.83}$. Dies zeigt einen großen Parameterwertebereich bei ähnlicher Niederschlagsart auf.

Innerhalb der Prozessierungskette des DWD wird heute eine verfeinerte Z/R-Beziehung eingesetzt (Tab. 5.1).

Tabelle 5.1: Verfeinerte RADOLAN Z/R-Beziehung.

Reflektivität	<36.5			36.5 ... 44	>44
Schauerindex	<3.5	3.5 ... 7.5	>7.5		
<i>a</i>	125	100	320	200	77
<i>b</i>	1.4	1.6	1.4	1.6	1.9

Diese basiert auf der Annahme, dass in unterschiedlichen Niederschlagstypen unterschiedlichen Tropfengrößenverteilungen auftreten und diese aufgrund der Rückstreuung

tensität klassifiziert werden können. Daher können mehrteilige Z/R-Beziehungen eingesetzt werden, um die Radarreflektivitäten in Niederschlagsintensitäten umzurechnen. Am Deutschen Wetterdienst wird daran anschließend die Aneicherung an Stationsmessdaten durchgeführt.

5.1.4 Berechnung von Niederschlagssummen

Die Generierung zeitlicher Niederschlagssummen aus Radardaten gibt einen guten Überblick über Clutterstrukturen und Abschattungsbereiche im Radarkreis. Daher wurde dies mit allen verfügbaren Radarszenen für die Sommer 2001 (Radar Hohenpeißenberg) und 2004 (Radar Fürholzen) mit der verfeinerten RADOLAN Z/R-Beziehung durchgeführt. Abb. 5.1 zeigt die so berechnete Niederschlagssumme der Sommermonate (Juni-August) für das Jahr 2001 vom Radargerät am Hohenpeißenberg.

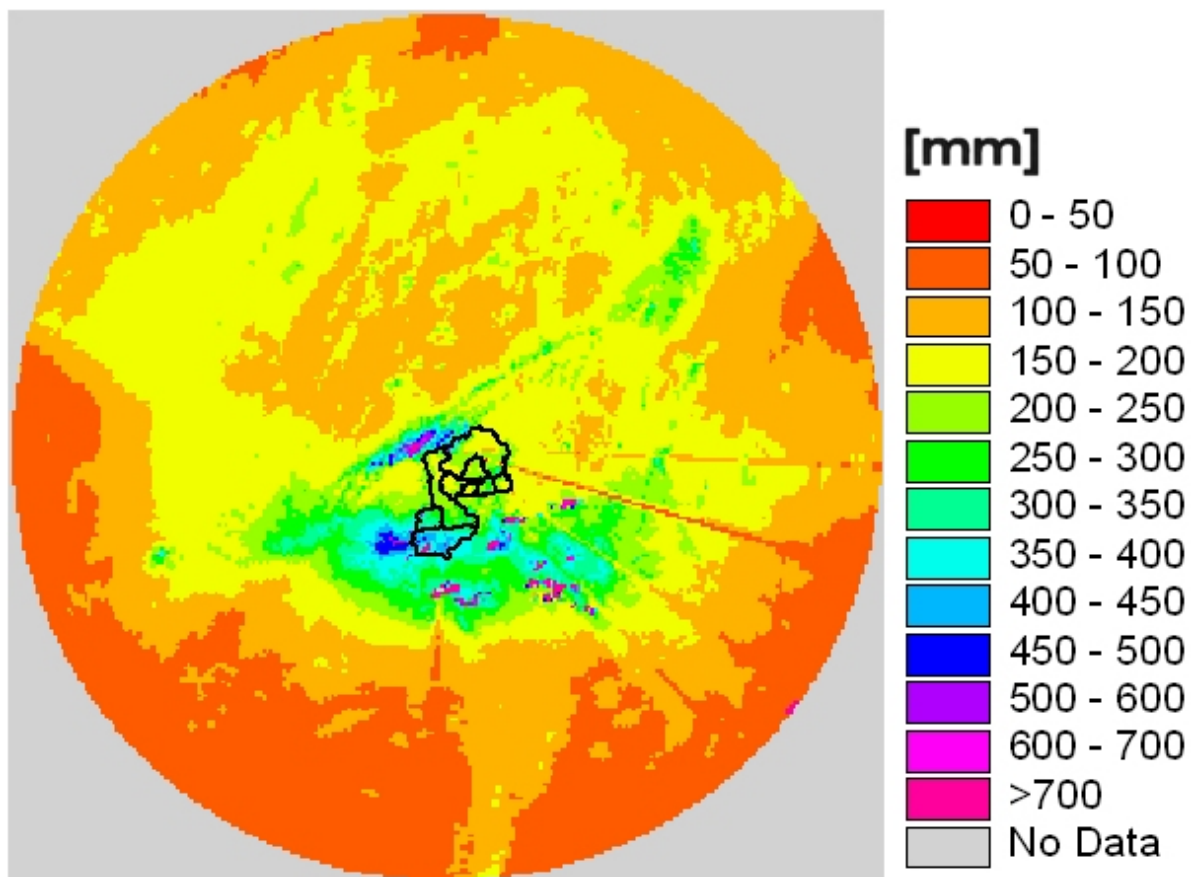


Abbildung 5.1: Niederschlagssumme aus Radardaten (MOHp) für den Sommer 2001, prozessiert mit 3-teiliger Z/R nach RADOLAN (2004). Der modellierte Teil des Ammer-EZG ist schwarz umrandet.

Für das Radargerät Fürholzen hat sich der Einsatz der Daten im Ammer-EZG als problematisch herausgestellt, da eine Abnahme der Niederschlagssumme aus dem Alpen-

vorland in die Ammergauer Alpen festzustellen ist. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Ammergauer Flyschberge bereits zu Festkörperreflexion führen und damit eine starke Abschattung im Lindertal festzustellen ist. Daneben wird bei der Datenaufzeichnung eine Überkorrektur dieser Clutterstrukturen durchgeführt, so dass eine deutliche Reduktion des Niederschlags in Gipfelbereichen festzustellen ist (Abb. 5.2).

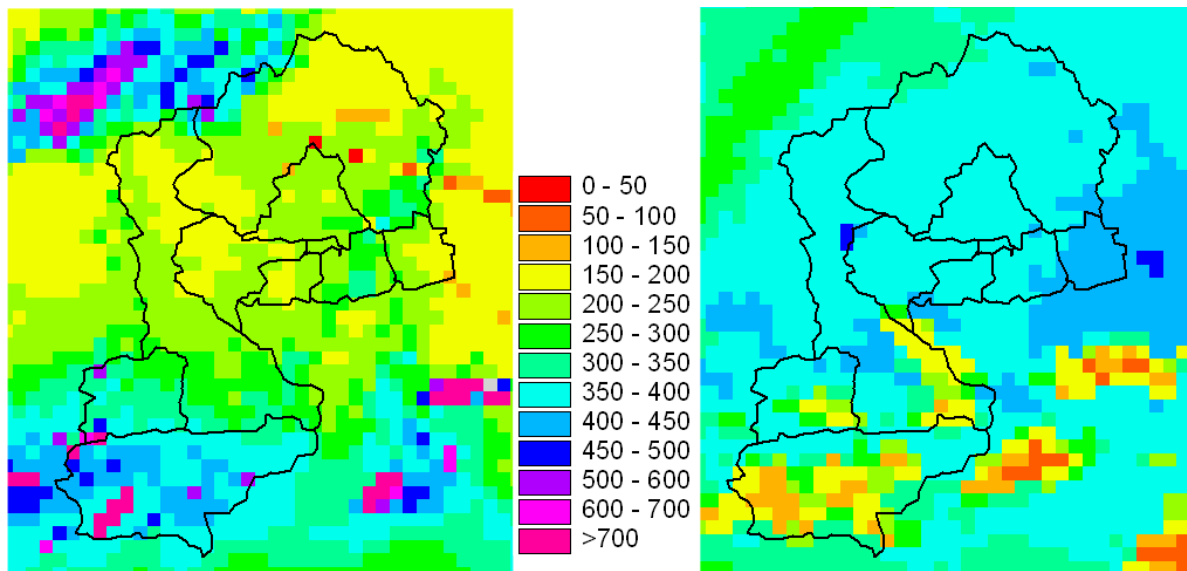


Abbildung 5.2: Verschiedene Radargeräte liefern standort- und gerätebedingt unterschiedliche Niederschlagsmuster für das Ammer-EZG [mm], links: Sommermonate 2001 (Radar MOHp), rechts: Sommermonate 2004 (Radar Fürholzen).

5.1.5 Berechnung stündlicher Niederschlagsintensitäten

Die drei- beziehungsweise fünfminütigen Radarszenen können mit einer Z/R-Beziehung in stündliche Niederschlagsintensitäten umgerechnet werden. Im ersten Schritt werden die als *radar units* vorliegenden Radardaten in dBZ-Werte umgerechnet (Gl. 3.3) und daraus Z (Gl. 2.3) ermittelt. Auf diese Daten werden pixelweise Z/R-Beziehungen angewandt und eine Aggregation zu stündlichen Niederschlagsintensitäten durchgeführt. Dabei werden einzelne fehlende Radarszenen durch den vorherigen Zeitpunkt ersetzt. Auf eine Interpolation zwischen den vorhergehenden und nachfolgenden Zeitpunkten wird verzichtet, da die Daten als Reflektivitätswerte vorliegen. Stundenniederschlagsdaten werden nur produziert, wenn mindestens die Hälfte der Radarrohdaten ($\hat{=}$ 10 Szenen) verfügbar sind.

Die Niederschlagsmessung beim DWD erfolgt immer zehn Minuten vor der vollen Stunde, so dass der 12 Uhr Niederschlag den Zeitraum 11⁵⁰ bis 12⁵⁰ Uhr abdeckt. Um

eine bestmögliche Vergleichbarkeit zu DWD-Daten herzustellen wird außerdem die Falldauer der atmosphärisch erfassten Niederschlagspartikel berücksichtigt. Die theoretisch zu erwartende Kurve für die Fallgeschwindigkeit von Regentropfen in Abhängigkeit von der Partikelgröße wurde in der Arbeit von GUNN & KINZER (1949) abgeleitet. Laser-Disdrometerdaten bestätigten die erwarteten Fallgeschwindigkeiten (LANZINGER 2005). Danach beträgt die Falldauer eines Tropfens mit einem Durchmesser von 0.5 mm aus einer Höhe von 1000 m ungefähr 7 Minuten, ein 3 mm großes Partikel fällt 2 Minuten. Daher wird bei den Radardaten konstant 5 Minuten Falldauer berücksichtigt, so dass der stündliche 12 Uhr Radarniederschlag Daten von 10^{45} bis 11^{45} beinhaltet.

5.2 Übergabe der Radardaten an WaSiM

Bei der Übergabe der Radardaten an das hydrologische Modell werden alle Radarvolumenmittelpunkte auf die Erdoberfläche projiziert und dann als 'virtuelle Niederschlagsstationsmessungen' behandelt.

Im ersten Schritt werden die Rohdaten korrigiert. Daran anschließend wird eine Z/R-Beziehung angewendet, um Stundenniederschlagsdaten zu erhalten. Diese Daten liegen als Flächendaten für den gesamten Radarkreis vor. Im nächsten Schritt folgt die Extraktion der für das Ammer-EZG relevanten, d.h. bis zu 2 km außerhalb des EZG liegenden, Radarpunkte. Diese werden in ein Tabellenformat überführt, das für jeden Radardatenpunkt eine Zeitreihe des Niederschlages enthält. Abb. 5.3 zeigt die Lage der so geschaffenen virtuellen Niederschlagsstationen, zwischen denen im hydrologischen Modell bilinear interpoliert wird.

Da die dreiminütig aufgelösten Radarrohdaten Lücken enthalten und nicht für jede Stunde Niederschlagsdaten prozessiert werden können, müssen die Lücken mit gemessenen Werten aufgefüllt werden.

Diese Vervollständigung der Eingangsdaten wird mit gemessenen Stationsdaten durchgeführt. Da die WaSiM-Eingangsdaten Zeitreihen für jede virtuelle Radarniederschlagsstation enthalten, müssen die Stationsdaten auf das Radarraster interpoliert werden. Dies wird mit dem im hydrologischen Modell angewandten abstandsgewichteten Interpolationsverfahren (IDW) umgesetzt. Der interpolierte Wert $\hat{z}(u)$ am Punkt u berechnet

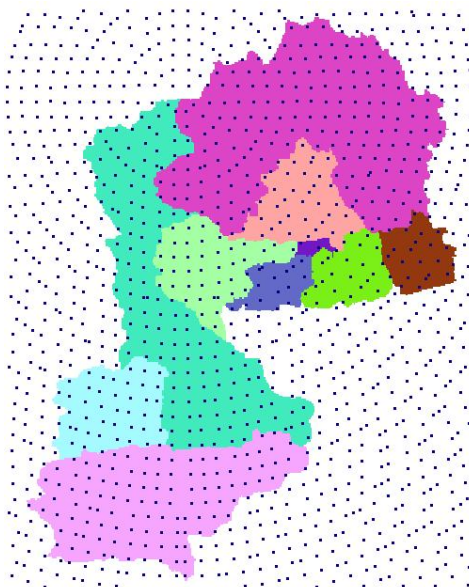


Abbildung 5.3: Radarpunkte des Gerätes am MOHp, die im hydrologischen Modell als virtuelle Niederschlagsstationen behandelt werden können. Hintergrund: Ammer-Teileinzugsgebiete.

sich danach mit der Wichtung w_j des Messwertes $z(u_j)$ an der Station j

$$\hat{z}(u) = \sum_j (w_j \times z(u_j)) \quad (5.2)$$

$$\text{mit} \quad w_j = \frac{1}{d(u, u_j)^p} \frac{1}{C} \quad \text{und} \quad C = \sum_j \frac{1}{d(u, u_j)^p} \quad (5.3)$$

mit der Entfernung der Interpolationsstelle von der Stützstelle $d(u, u_j)$ und der Gewichtung des Entfernungsreziprokes $p = 2$. Danach werden die fehlenden Zeitpunkte im Radardatensatz mit diesen interpolierten Werten aufgefüllt. Dabei handelt es sich meist um einzelne Fehlstunden, nur die Zeiträume 07.07.-10.07.2001 und 09.08.-12.08.2001 müssen komplett ersetzt werden.

5.3 Ermittlung einer Q-Z/R-Beziehung

Zur Ableitung von Niederschlagsfeldern aus Radardaten wird die Z/R-Beziehung zur Umrechnung der Radarreflektivitäten in Niederschlagsintensitäten genutzt. Zur Angleichung der so ermittelten Niederschlagsfelder an Niederschlagsstationsmessungen wird

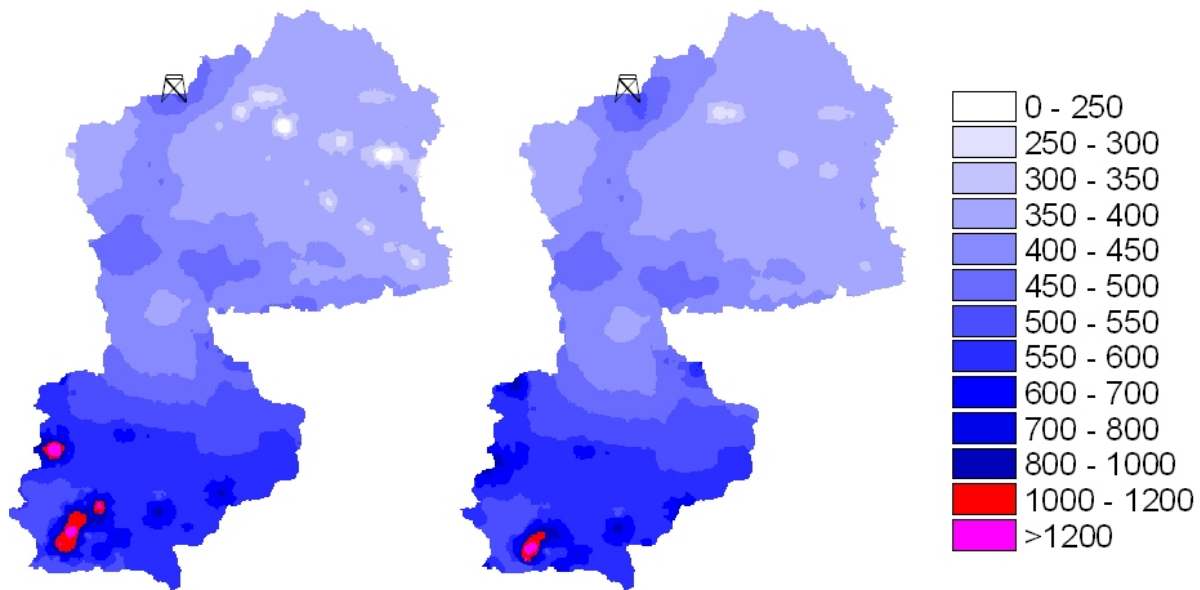


Abbildung 5.4: Auswirkungen der durchgeführten Korrekturen der Radardaten auf den Niederschlag im Sommer 2001. Links unkorrigiert, rechts: nach Lage-, Festkörper- und Abschattungskorrektur.

häufig die Aneignung an die Punktmessungen vorgenommen. Hier liegt das Problem der Repräsentativität der Punktmessung für die vom Radar abgebildete Fläche vor. Nach HIRAYAMA et al. (1997) kann dieses Problem der Unterrepräsentierung des Niederschlagsammlers durch die Verwendung des Abflusses gelöst werden. Dabei muss bedacht werden, dass ein Einzugsgebiet als Filter für hochfrequente Niederschlagskomponenten wirkt, es kann jedoch eine robuste, mittlere Z/R-Beziehung abgeleitet werden. Dies wurde mit Pegeldata dreier japanischer Dämme durchgeführt.

Abflussdaten wurden ebenfalls eingesetzt, um im Rahmen des Mesoscale Alpine Programme (MAP) Gebietsniederschlagsvolumen für das Toce-Einzugsgebiet abzuschätzen (RANZI et al. 2003).

Die in dieser Arbeit grundlegend neue Idee in der Ableitung von *flächendifferenzierten Niederschlagsfeldern* ist die Verwendung des gemessenen Abflusses, der unter Berücksichtigung von Verlusttermen mittels hydrologischer Modellierung als Einzugsgebietsintegral des Niederschlags genutzt wird. Dabei wird neben den Reflektivitätswerten des Radars auch das *räumliche und zeitliche Verhalten* der ablaufenden hydrologischen Prozesse genutzt, um eine dreiteilige Z/R-Beziehung anzudeuten.

Ein Vorteil der hier angewandten Methode ist der Verzicht auf die Filterung der Radardaten: Zur Beseitigung der durch Festkörperreflexion beeinträchtigten Pixel werden diese mit den umliegenden Pixeln tiefpassgefiltert. Darauf wird in dieser Arbeit verzich-

tet, da einzelne festkörperbeeinflusste Pixel in Teileinzugsgebieten mit der Größe von ungefähr $10 \times 10 \text{ km}^2$ vernachlässigt werden können.

Bei der hier vorgestellten Methode wird, wie auch bei den anderen Verfahren zur Ermittlung von Niederschlagsintensitäten aus Radarreflektivitäten, davon ausgegangen, dass die Niederschlagsintensität im Abtastintervall (3 min) konstant ist.

Für die Kalibrierung der 3-teiligen Z/R-Beziehung wird das kalibrierte und validierte hydrologische Modell WaSiM und der an sechs Oberflächenpegeln gemessene Abfluss eingesetzt.

Im ersten Schritt werden die Radarniederschlagsdaten als Eingangsdaten für WaSiM berechnet. Aus dem simulierten Abfluss Q_{sim} und dem gemessenen Abfluss Q_{obs} wird über die Maximierung des Nash-Sutcliffe Kriteriums (NS) die Q-Z/R-Beziehung abgeleitet:

$$linNS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim}[R(Z, a_j, b_j, c1, c2)])^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim}[R(Z, a_j, b_j, c1, c2)])^2} \xrightarrow{!} max \quad (5.4)$$

Für die Aneichung von Radarniederschlagsdaten an Bodenstationen werden nur Niederschlagsintensitäten $>1 \text{ mm}$ verwendet. Ein Vorteil der hier vorgestellten Methode ist die Möglichkeit, alle verfügbaren Radardaten zu nutzen.

Die *Vorgehensweise bei der Parameterfindung* wurde wie in Abb. 4.6 dargestellt bei der Kalibrierung der Parameter K_I und D_R vorgenommen. Es wurden jeweils zwei Parameter gleichzeitig gefittet. Dabei wurden mit unterschiedlichen Startwerten (s. Tab. 5.1 nach RADOLAN 2004, WU & TOKAY 2005, DOELLING et al. 1998) zuerst jeweils gleichzeitig die Grenzen zwischen den Z/R-Beziehungen und danach die Koeffizientenpaare der drei Teilbeziehungen gefittet. Abb. 5.5 zeigt ein Zwischenergebnis gegen Ende der Kalibrierung, bei dem die Grenzen zwischen den Z/R-Beziehungen verändert wurden. Die Abbildung basiert auf 50 WaSiM-Läufen. Hieraus wird deutlich, dass die Veränderung der Eingangsdaten zu unterschiedlichen Ergebnissen in den einzelnen Teileinzugsgebieten führen kann. Da aber eine dreiteilige Beziehung für das gesamte Ammer-EZG gefittet werden sollte, wurde die Simulationsgüte (Gl. 5.4) aus fünf Teileinzugsgebieten berücksichtigt. Das EZG Oberhausen wurde aufgrund des schwer simulierbaren Auslaufverhaltens des Staffelsees ausgelassen.

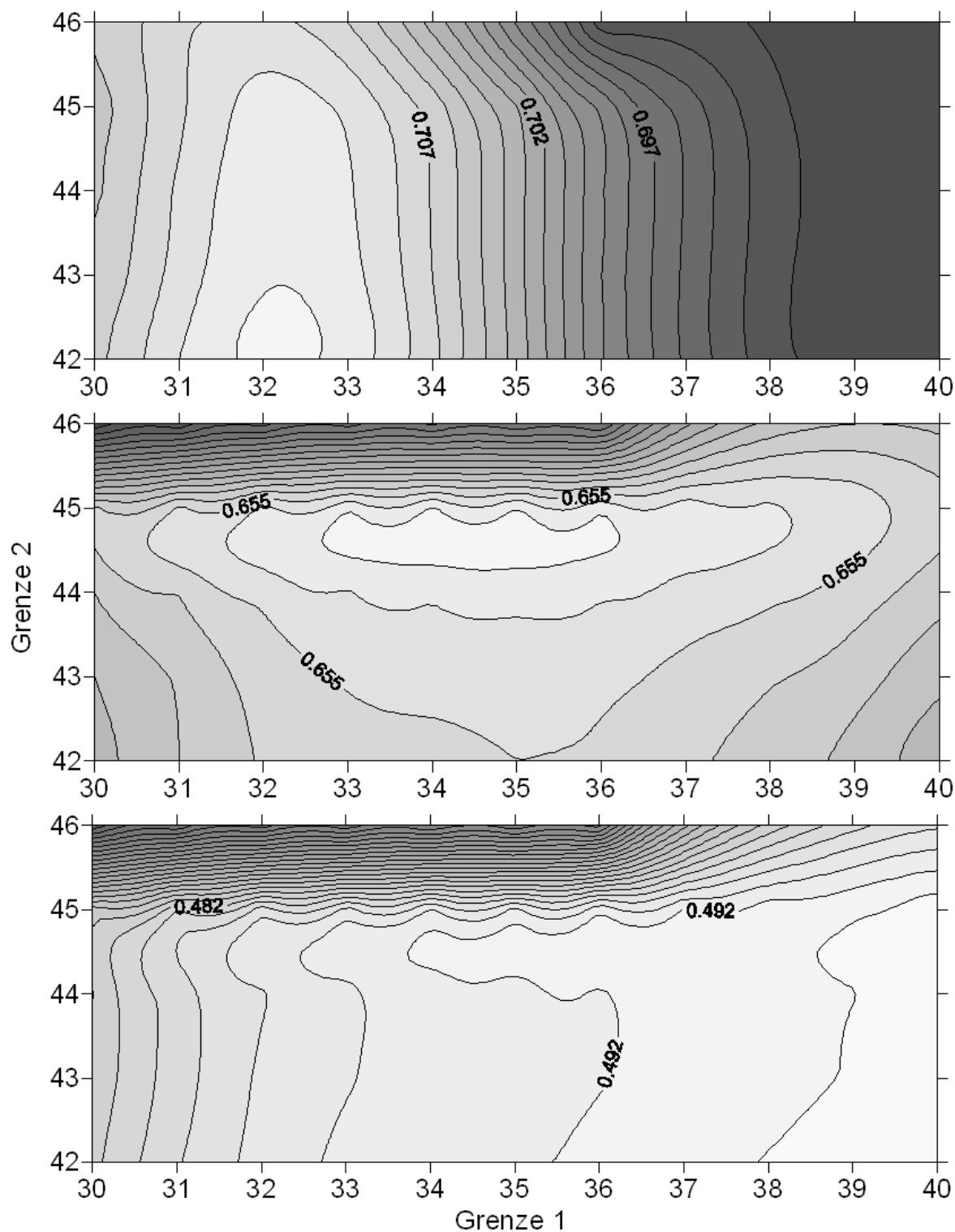


Abbildung 5.5: Auswirkung der Grenzen g_1, g_2 bei der Niederschlagsberechnung aus Radardaten auf die Simulationsgüte ($linNS$) des hydrologischen Modells an den Pegeln Halbammer (oben), Obernach (mitte) und Oberhausen. Linienabstand 0.001.

5.3.1 Ergebnisse

Das Ergebnis der Parametersuche der Q-Z/R-Beziehung wird in Tab. 5.2 gezeigt.

Tabelle 5.2: Parameter der kalibrierten, dreiteiligen Q-Z/R-Beziehung.

Reflektivität [dBZ]	<36	36 ... 44.5	>44.5
a	104	131	73
b	1.48	1.57	1.63

An den Pegeln der Ursprungsgebiete (Abb. 5.6) kann im Vergleich zur Simulation mit interpolierten Stationsniederschlagsdaten eine deutliche Verbesserung der Simulationsgüte beobachtet werden. In den Teileinzugsgebieten Halbammer und Obernach kann

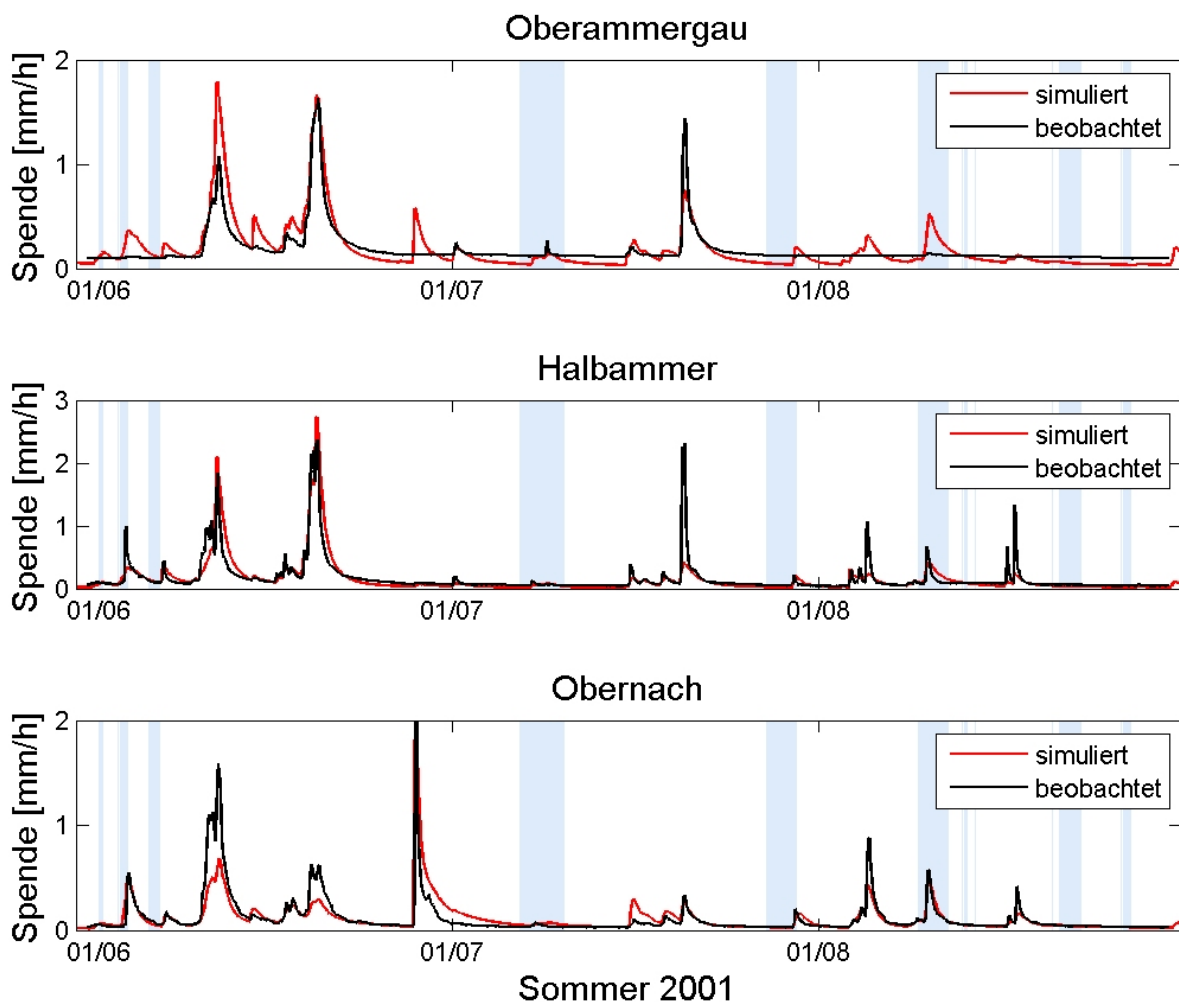


Abbildung 5.6: Simulierte Abflüsse mit auf Q-Z/R-Beziehung berechneten Niederschlagsfeldern. Hellblau hinterlegt sind Radardatenlücken, die durch interpolierte Stationsdaten ersetzt wurden.

die Verbesserung im Vergleich zu den Simulationen mit interpolierten Stationsdaten auf

die kalibrierten Radarniederschlagsdaten zurückgeführt werden. Am Pegel Oberrach ist jedoch eine Unterschätzung der beiden Abflussereignisse Mitte Juni festzustellen, die bereits in den Simulationen mit den interpolierten Niederschlagsdaten aufgetreten sind. In Tab. 5.3 ist das zur Abschätzung der Koeffizienten der Q-Z/R-Beziehung genutzte $linNS$ angegeben. Im Vergleich zu der mittleren Z/R-Beziehung des DWD und der verfeinerten dreiteiligen Z/R-Beziehung konnte ebenfalls eine Verbesserung der Simulationsgüte erreicht werden. Daneben ist das logarithmierte NS -Kriterium dargestellt, das in der Hälfte der Teil-EZG mit den aus der neuen Methode gewonnenen Niederschlagsdaten die beste Simulationsgüte erreicht.

Tabelle 5.3: WaSiM-Simulationsgüte (NS-Kriterien) auf Basis unterschiedlicher Niederschlagseingangsdaten.

Pegel/ linNS	O'gau	Halbammer	Oberrach	Ober- hausen	Peißen- berg	Weilheim
Stationsdaten	0.2	0.58	0.68	0.18	0.9	0.92
Z=256R ^{1.42}	0.538	0.536	0.414	-0.204	0.943	0.962
Z/R 3-teilig	0.561	0.619	0.588	0.350	0.967	0.967
Q-Z/R	0.582	0.71	0.659	0.471	0.956	0.969
logNS						
Stationsdaten	-0.070	0.693	0.657	-0.134	0.833	0.873
Z=256R ^{1.42}	-1.979	-0.190	0.444	-0.875	0.914	0.894
Z/R 3-teilig	-0.942	0.438	0.809	0.512	0.947	0.930
Q-Z/R	-0.629	0.693	0.756	0.667	0.910	0.936

Die Verbesserung der Simulationsgüte am Pegel Oberammergau kann aufgrund der Schwierigkeiten in der Modellierung des verkarsteten Untergrundes im Lindertal nicht ausschließlich durch die Kalibrierung der Q-Z/R-Beziehung, wohl aber durch die Verwendung der Radardaten, begründet werden. Durch die fehlende Niederschlagsmessung im Lindertal und die Modifikation des Niederschlags durch die umliegenden Gebirgszüge sind große Interpolationsfehler zu erwarten. Dies zeigt sich im Vergleich der dreimonatigen Niederschlagssumme im Sommer 2001, berechnet durch interpolierte Stationsdaten und aus der Q-Z/R-Beziehung abgeleitet (Abb. 5.7). Hier fällt im südlichsten Teileinzugsgebiet vor allem der in den Radardaten erkennbare Stauereffekt des Ammergebirges mit den Niederschlagsmaxima in Gipfellagen auf. Daneben ist die höhere räumliche Heterogenität, und damit die bessere flächendifferenzierte Niederschlagssumme über einen dreimonatigen Zeitraum, in den Radardaten zu erkennen.

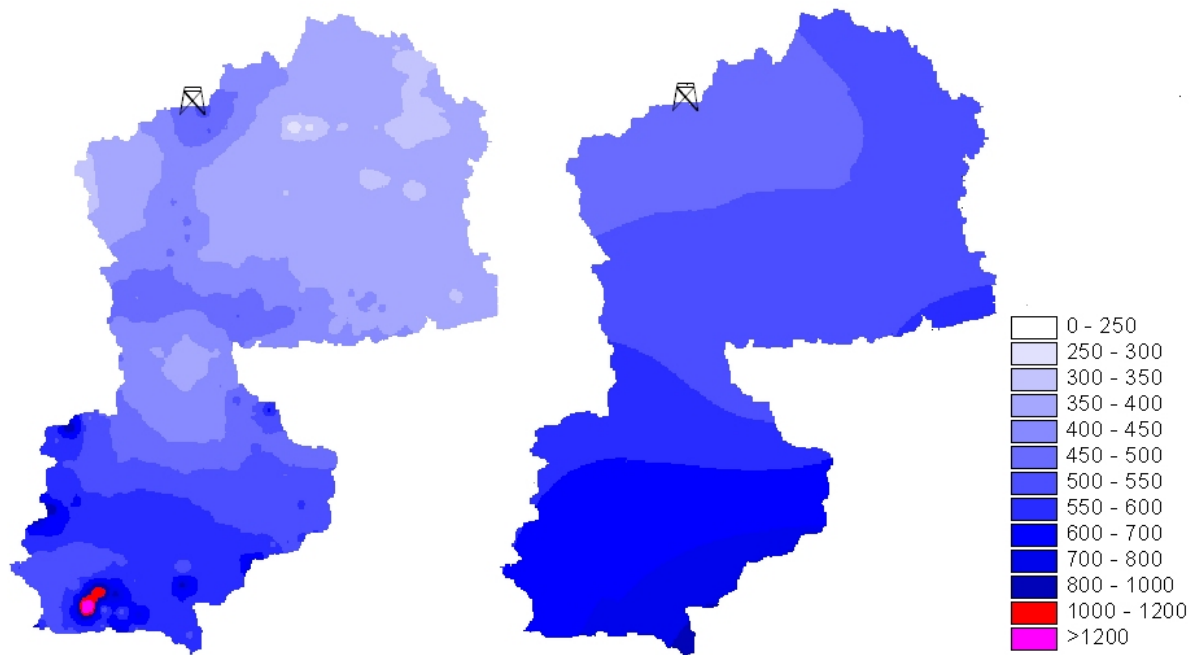


Abbildung 5.7: IDW-interpolierter Niederschlag [mm] auf WaSiM-Raster ($100 \times 100 \text{ m}^2$) für den Sommer 2001 aus Q-Z/R-Beziehung (links) und Stationsdaten (rechts).

Abb. 5.8 zeigt die Abflusssimulationsergebnisse für die drei nördlichsten Teileinzugsgebiete. In der Kalibrierung mit Stationsdaten wurden die Abflussmaxima an den Pegeln Oberhausen, Peißenberg und Weilheim zumeist überschätzt. Die Verbesserung der Simulationsgüte mit kalibrierten Radardaten ist auf die Minimierung dieser Überschätzung zurückzuführen. In Abb. 5.7 wird auch im nördlichen Teil des Einzugsgebietes das grundsätzliche Problem interpolierter Niederschlagsdaten, nämlich die räumliche Inhomogenität, deutlich. Da keine meteorologische Station im EZG verfügbar war, musste die Interpolation mit den nächsten Stationen MOHp und Bad Kohlgrub (siehe Abb. 3.8) durchgeführt werden, die beide durch Staueffekte beeinflusst sind. Dies führt zu einer Überschätzung des Gebietsniederschlags zwischen den Stationen, da ein Lee-Effekt am Hohenpeißenberg und der Staueffekt der drei Hörnlegipfel mit maximal 1496 m ü. NN. bei Nord(west)anströmung nicht abgebildet werden kann. In Tab. 5.4 ist die *Erklärende Varianz* aus Abflussberechnung und -beobachtung für unterschiedliche Niederschlags-eingangsdaten angegeben, die in Kombination mit dem *NS* genutzt werden kann, um systematische Fehler zu identifizieren.

Es zeigt sich bei unterschiedlichen Eingangsdaten eine heterogene Verteilung der Gütemaße zwischen den Teileinzugsgebieten.

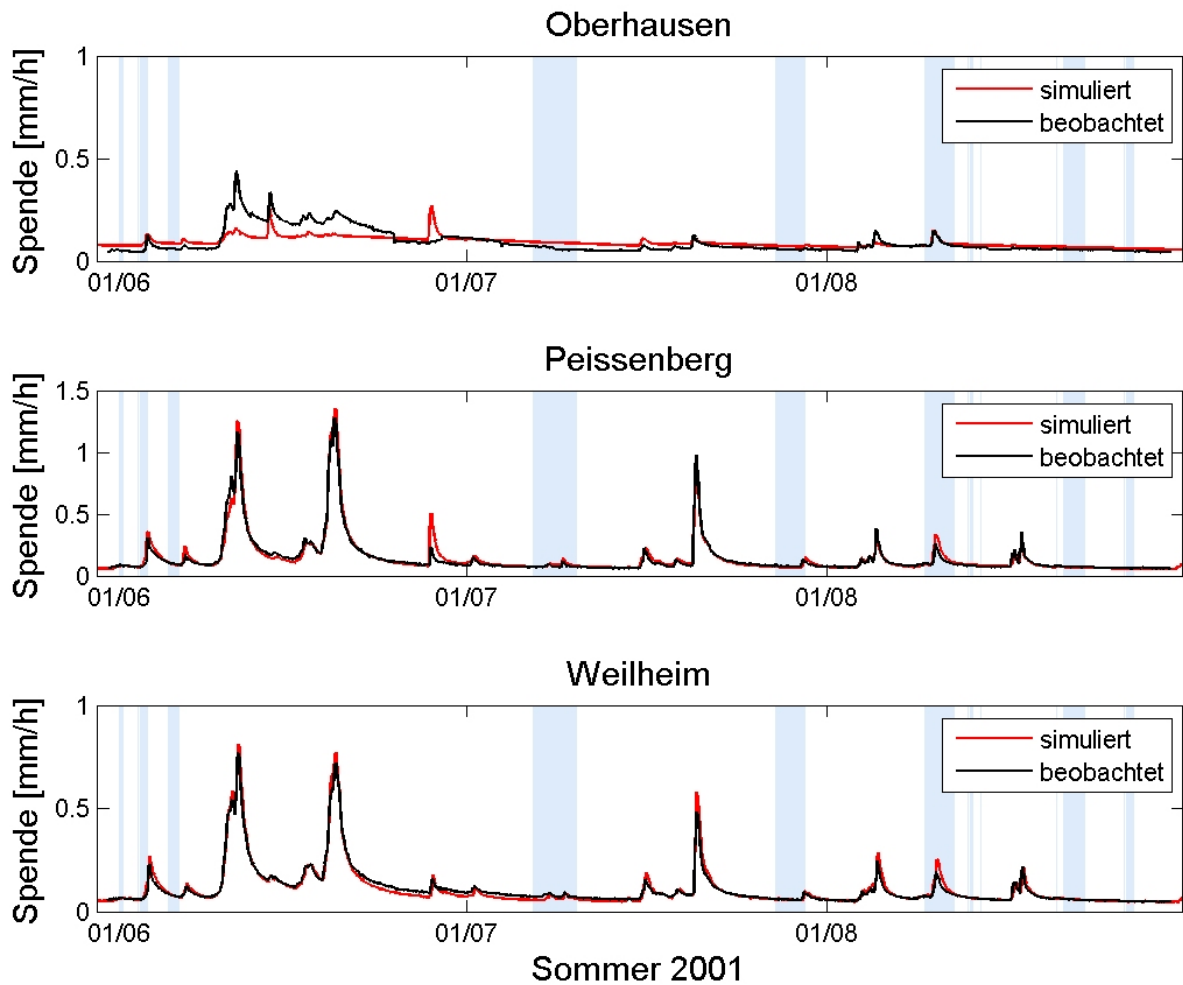


Abbildung 5.8: Simulierte Abflüsse mit auf Q-Z/R-Beziehung berechneten Niederschlagsfeldern für die Teil-EZG Oberhausen, Peißenberg und Weilheim. Hellblau hinterlegt sind Radardatenlücken, die durch interpolierte Stationsdaten ersetzt wurden.

Tabelle 5.4: WaSiM Simulationsgüte (EV) auf Basis unterschiedlicher Eingangsdaten.

Pegel/ linEV	O'gau	Halbammer	Obernach	Ober- hausen	Peißen- berg	Weilheim
Stationsdaten	0.400	0.574	0.689	-0.493	0.925	0.953
$Z=256R^{1.42}$	0.648	0.596	0.467	0.376	0.950	0.972
Z/R 3-teilig	0.562	0.620	0.610	0.541	0.967	0.967
Q-Z/R	0.497	0.702	0.657	0.527	0.946	0.964
logEV						
Stationsdaten	0.212	0.703	0.817	0.588	0.909	0.957
$Z=256R^{1.42}$	-0.385	0.565	0.673	0.675	0.932	0.940
Z/R 3-teilig	-0.549	0.570	0.833	0.758	0.947	0.936
Q-Z/R	-0.519	0.721	0.774	0.675	0.926	0.936

In Abb. 5.9 sind die Abflusssimulationen für den Pegel Halbammer, basierend auf unterschiedlich generierten Niederschlagseingangsdaten, dargestellt. Es hat sich gezeigt, dass

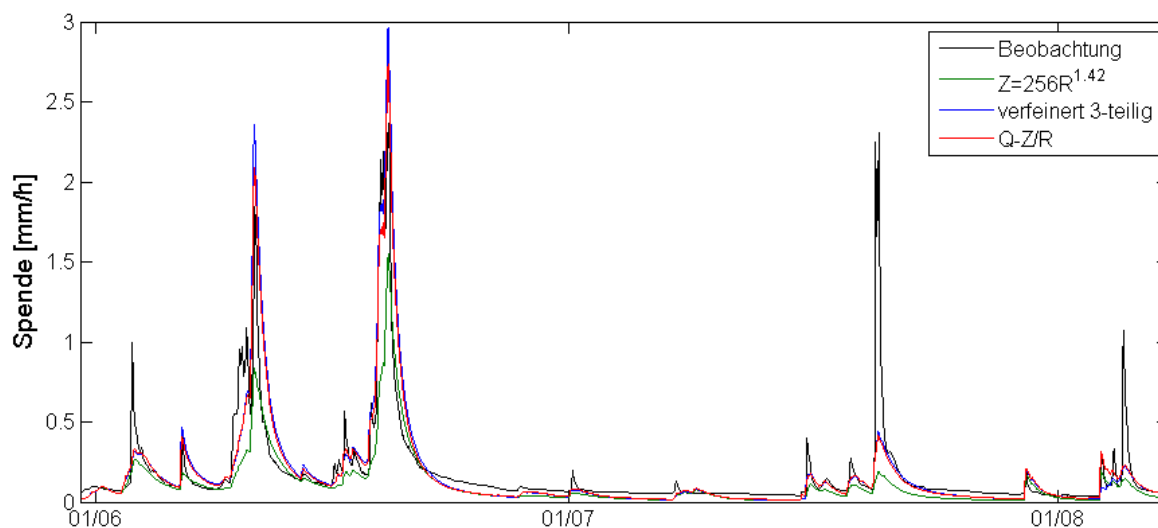


Abbildung 5.9: Abflusssimulationen basierend auf unterschiedlich generierten Radarniederschlagsdaten am Pegel Halbammer, Sommer 2001.

die Verfeinerung der Z/R-Beziehung im RADOLAN-Projekt in drei Teile im Vergleich zur einteiligen Beziehung zu einer großen Verbesserung für die hydrologische Modellierung geführt hat. Die Simulationen mit den Niederschlagsdaten aus der Q-Z/R-Beziehung haben für die Abflusssimulation weitere, jedoch geringere, Verbesserungen gezeigt.

Beim Vergleich von gemessenen und simulierten Abflüssen fällt auf, dass die gemessenen Abflusskurven auch mit den Radareingangsdaten nicht perfekt wiedergegeben werden können. Dies lässt darauf schließen, dass vom hydrologischen Modell nicht alle ablaufenden hydrologischen Prozesse gut abgebildet werden oder die Eingangsdaten, u.a. die generierten Niederschlagsfelder, Fehler enthalten können. Daher muss eine Überprüfung der generierten Niederschlagsdaten, z.B. in Form einer Validierung, durchgeführt werden.

5.3.2 Validierung

Die Validierung der mit der Q-Z/R-Beziehung abgeleiteten Radarniederschlagsfelder kann durch die Anwendung der Daten auf einen Vergleichszeitraum oder durch den Vergleich mit den am Boden gemessenen Stationsdaten erfolgen. Für das Radargerät Hohenpeißenberg liegen Daten für den Sommer 2005 vor, die im Forschungsbetrieb des Radars aufgezeichnet wurden. Die Qualität der Radardaten ist für diese Studie unzureichend, bei der Prozessierung von dreimonatigen Niederschlagssummenbildern sind entfernungsabhängige Effekte in den Daten festgestellt worden.

Daher wird für das Jahr 2001 ein Vergleich mit den verfügbaren 11 Stationsmessungen zu den Mannheimer Stunden durchgeführt. Hier muss berücksichtigt werden, dass die Daten zeitlich um 30 Minuten voneinander abweichen, da die *ms* nicht zur vollen Stunde aufgezeichnet werden. Abb. 5.10 zeigt Scatterplots von sechs Stationen und dem jeweils korrespondierenden Radarpixel.

Für die Stationsmessung am Radarstandort Hohenpeißenberg wurde als Vergleichswert der Mittelwert von vier Radarpunkten im Abstand von einem Kilometer gebildet. Beim Vergleich von Stations- und Radardaten fällt auf, dass die kalibrierten Radardaten vor allem bei hohen Niederschlagsintensitäten den beobachteten Stationsniederschlag unterschätzen. Dies könnte auf den Abschattungseffekt von Niederschlagsfeldern zurückgeführt werden.

Als Gütemaße für den Vergleich von Radar- und Stationsdaten wurde der *Root Mean Square Error* nach

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{sim} - x_{obs})^2}{n}} \quad [mm] \quad (5.5)$$

über n Vergleichspaare berechnet. Dabei sind x_{sim} die simulierten Daten (radarbasierter Niederschlag) und x_{obs} die Stationsbeobachtung. Zusätzlich wird der *Mittlere Fehler ME* für Niederschlag und Temperatur berechnet:

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (|x_{sim} - x_{obs}|)}{n} \quad [mm] \quad (5.6)$$

Der *Pearson*-Korrelationskoeffizient gibt ein Maß für den linearen Zusammenhang von Zeitreihen an:

$$R^2 = \frac{\frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum (x_i - \bar{x})^2 \times \frac{1}{n} \sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad [-1 \dots 1] \quad (5.7)$$

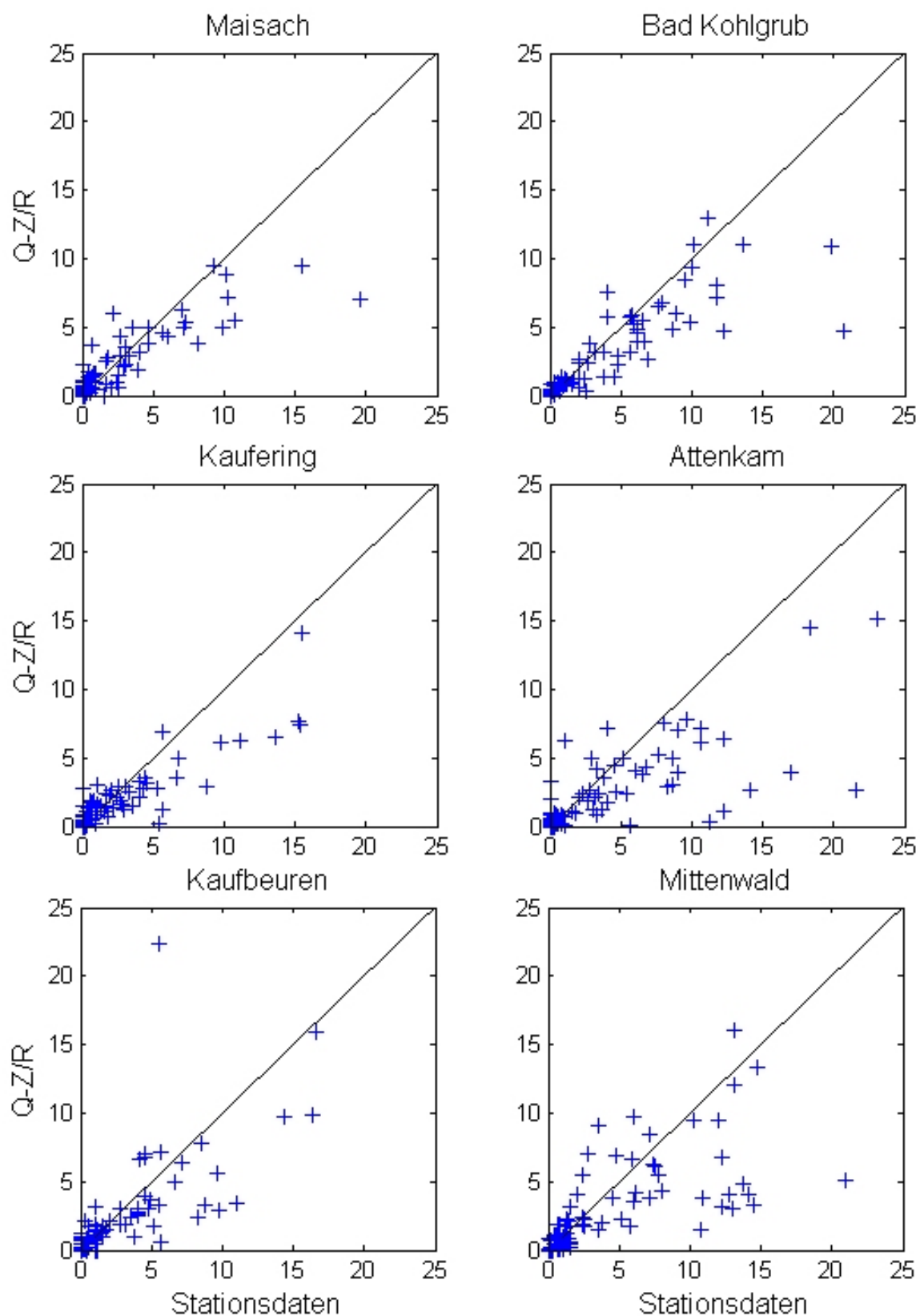


Abbildung 5.10: Scatterplots des zu den Mannheimer Stunden gemessenen Stationsniederschlags gegen die mit Q-Z/R-Beziehung ermittelten Radarniederschlagsintensitäten im Sommer 2001.

Der *relative Summenfehler* wird durch

$$RE = \frac{x_{obs} - x_{sim}}{x_{obs}} \times 100 \quad [\%] \quad (5.8)$$

berechnet und nimmt damit positive Werte bei einer Unterschätzung und negative Werte bei einer Überschätzung der radarbasierten Daten an.

In Abb. 5.11 sind für den Standort Bad Kohlgrub unterschiedlich berechnete Radarniederschlagsdaten Punktmessungen gegenübergestellt. Die starke Unterschätzung der Standard-DWD Z/R-Beziehung wurde durch die verfeinerte Beziehung verbessert. Das beste Ergebnis liefert die Q-Z/R-Beziehung. Dies zeigt sich auch beim *relativen Summenfehler* (Abb. 5.12). Nur an den Stationen Maisach und München ist der RE der

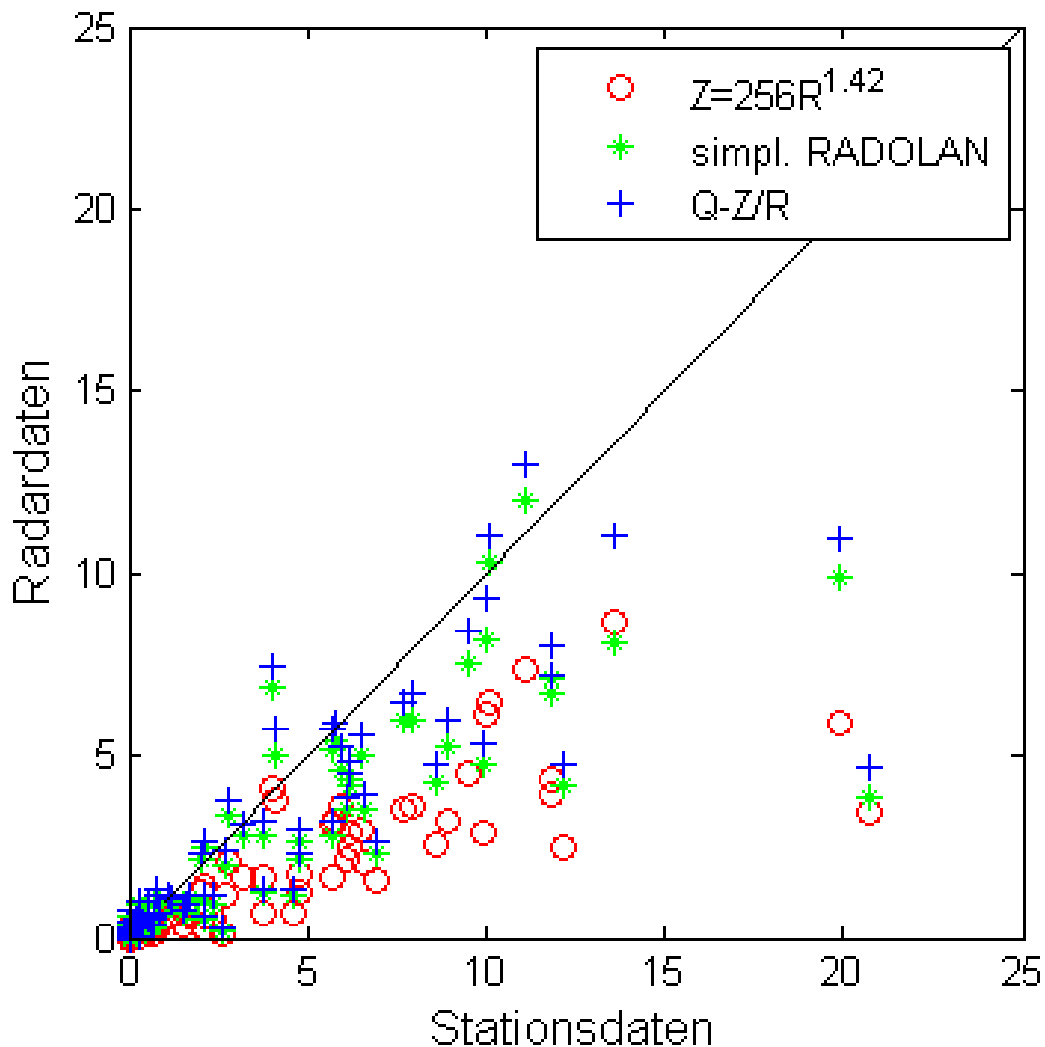


Abbildung 5.11: Gegenüberstellung von Stationsdaten (Bad Kohlgrub) und unterschiedlich berechneten Radarniederschlagsdaten: Standard-DWD, verfeinerte 3-teilige Z/R-Beziehung nach RADOLAN und kalibrierte Q-Z/R-Beziehung.

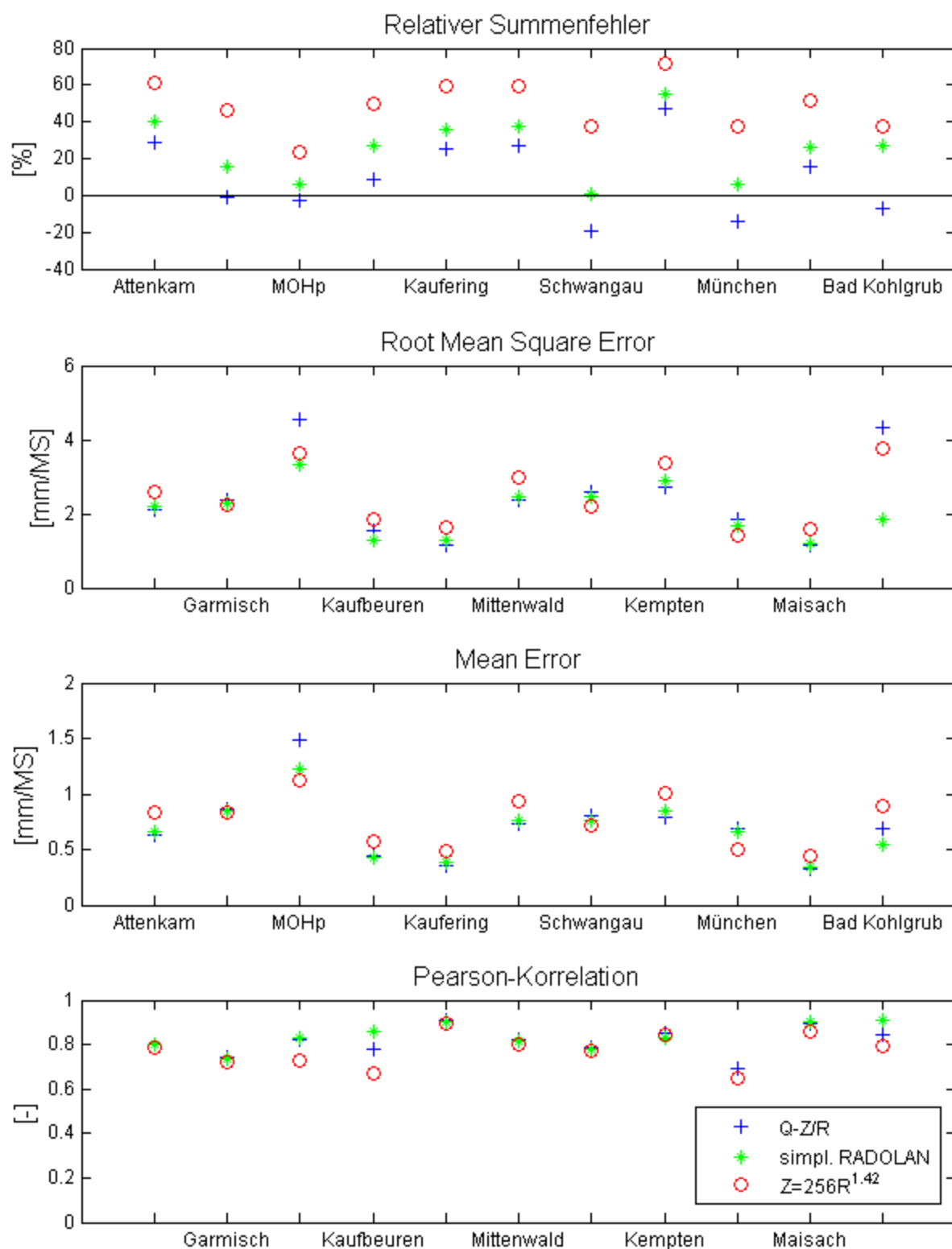


Abbildung 5.12: RE, RMSE, ME und Korrelation der verfügbaren Radar- und Stationsdaten.

verfeinerten Z/R-Beziehung besser als bei der Q-Z/R-Beziehung. Dies könnte auf die fehlende Repräsentativität von Punktdaten für die Fläche zurückzuführen sein. Bei den Fehlermaßen RMSE und ME zeigt sich kein einheitliches Bild an den Stationen. Der RMSE ist grundsätzlich durch die Unterschätzung der Radardaten bei hohen Niederschlagsintensitäten mit ungefähr $3 \text{ mm}/7\text{h}$ groß, während der ME im Mittel ungefähr $1 \text{ mm}/7\text{h}$ beträgt. Die Werte der Korrelationskoeffizienten sind bei allen Radardaten generell hoch und liefern wie auch der ME ein zufriedenstellendes Ergebnis. Der RMSE deckt die Schwäche der Q-Z/R-Beziehung, aber auch der anderen eingesetzten Z/R-Beziehungen auf, nämlich die Unterschätzung hoher Niederschlagsintensitäten.

In diesem Kapitel wurde der Weg zu einer robusten Q-Z/R-Beziehung unter Verwendung des Abflusses beschrieben. Für die hydrologische Modellierung hat bereits die Verfeinerung der Standard-DWD Z/R-Beziehung in drei Teile zu deutlich verbesserten Abflusssimulationsgüten geführt, obwohl dies lediglich einen Zwischenschritt bei der Anreicherung an gemessene Niederschlagsstationsdaten darstellt. Durch die Q-Z/R-Beziehung wird letztlich vor allem die Unterschätzung des Niederschlags verglichen mit Stationsdaten minimiert.

Das hydrologische Modell hat nach den bisher gezeigten Ergebnissen seine Fähigkeit unter Beweis gestellt, mit gemessenen Niederschlagseingangsdaten aus unterschiedlichen Quellen gemessene Abflussganglinien zu modellieren. Im nächsten Kapitel wird auf die Verwendung des hydrologischen Modells mit simulierten meteorologischen Eingangsdaten eingegangen, die eine Vorhersage des Abflusses ermöglichen.

6 Gekoppelte Meteorologie- Hydrologie-Simulationen

Die Vorhersage von Pegelständen in Ursprungsgebieten erfordert generell die Vorhersage von meteorologischen Größen, vor allem des Niederschlags. Dazu bedient man sich im Wesentlichen des in Kapitel 2.1.5 beschriebenen *Nowcastings* für Kurzfristvorhersagen und des in dieser Arbeit eingesetzten *Downscalings* von globalen Vorhersagedaten für regionale Mittelfristvorhersagen.

6.1 Wettervorhersage

In dieser Studie wird die Wettervorhersage über einen Vorhersagezeitraum von 72 Stunden, wie in Abschnitt 4.1 beschrieben, durchgeführt. Im Folgenden wird das Evaluierungsverfahren des meteorologischen Modells vorgestellt. Es werden Simulationsergebnisse für den Niederschlag und die Temperatur dargestellt. Die Sensitivität des simulierten Niederschlags auf Eingangsdaten, Initialisierungszeitpunkte und Setup des regionalen Modells wird gezeigt.

6.1.1 Evaluierung des meteorologischen Modells

Bei der Evaluierung von Modellen werden unterschiedlichste Methoden zur Bewertung der Simulationsgüte eingesetzt.

Nach WILLMOTT et al. (1985) können dazu der RMSE (Gl. 5.5) und der ME (Gl. 5.6) eingesetzt werden. Zusätzlich wurden, wie bei der Validierung der radarbasierten Niederschlagsfelder, der *Pearson*-Korrelationskoeffizient (Gl. 5.7) und der relative Summenfehler (Gl. 5.8) berechnet.

Daneben werden für den diskontinuierlichen Niederschlag zusätzlich die Gütemaße nach

MCBRIDE & EBERT (1997) berechnet, die im Folgenden kurz dargestellt werden. Gemessene Niederschläge und korrespondierende Modellpixel werden kategorisch verglichen. Kategorisch bedeutet in diesem Fall, dass die Vorhersagegüte auf Ja/Nein-Basis bewertet wird. Dazu werden Schwellenwerte t (0, 0.1, 1, 2, 5, 10, 20 und 50 mm/d) eingesetzt, um unterschiedliche Niederschlagsintensitäten bewerten zu können. Die Kategorien sind:

- vorhergesagte Trockenheit (*zero*) Z
- Falscher Alarm (*false*) F
- nicht vorhergesagtes Niederschlagsereignis (*miss*) M
- Treffer (*hit*) H

Anschaulich ist dies in Tabelle 6.1 dargestellt.

Tabelle 6.1: Kategorien zur Bewertung der Niederschlagssimulation auf Ja/Nein-Basis (nach MLADEK et al. 2000).

	Vorhersage $\leq t$	Vorhersage $> t$
Beobachtung $\leq t$	Z	F
Beobachtung $> t$	M	H

Daraus werden die folgenden Gütemaße abgeleitet. Sie sind nach WMO (2002) als Standardverifikationsverfahren aufgenommen worden. Die *forecast accuracy* FA gibt das Verhältnis richtiger Vorhersagen zur Gesamtstichprobe n an:

$$FA = \frac{H + Z}{n} \quad [0 \cdots 1] \quad (6.1)$$

Der *Bias* nimmt den Wert Eins an, wenn der vorhergesagte gleich dem beobachteten Niederschlag ist. $Bias < 1$ bedeutet eine Unterschätzung, $Bias > 1$ eine Überschätzung der Simulation.

$$Bias = \frac{F + H}{M + H} \quad [0 \cdots \infty] \quad (6.2)$$

Die *probability of detection* POD gibt die Wahrscheinlichkeit der Vorhersage eines Ereignisses an. Der Wert Eins entspricht der perfekten Prognose:

$$POD = \frac{H}{M + H} \quad [0 \cdots 1] \quad (6.3)$$

Das Verhältnis der nicht eingetretenen simulierten zu den gesamt vorhergesagten Ereignissen wird als *false alarm ratio* FAR bezeichnet. Es nimmt bei der perfekten Prognose den Wert Null an:

$$FAR = \frac{F}{F + H} \quad [0 \dots 1] \quad (6.4)$$

Der *Hanssen und Kuipers Score* wird auch als *true skill statistic* TSS bezeichnet:

$$TSS = \frac{ZH - FM}{(Z + F)(M + H)} \quad [0 \dots 1] \quad (6.5)$$

Damit wird über alle Vergleichspaare (Zeitpunkt \times Stationen) die Differenz von H und FAR repräsentiert.

MCBRIDE & EBERT (1997) haben diese Gütemaße für die Verifikation von quantitativen Niederschlagsereignissen mit einem GCM über Australien eingesetzt. Dabei hat sich gezeigt, dass die Modellgüte beim Schwellenwert für Niederschlagsintensitäten $>10 \text{ mm/d}$ dramatisch abnimmt. Daraus wird geschlossen, dass das eingesetzte GCM besser in der generellen Vorhersage eines Niederschlagsereignisses als in der Vorhersage von Ort und Intensität eines Ereignisses ist. Das Verfahren wurde von SODOUDI (2004) für die Verifikation der Niederschlagsprognose für den Iran eingesetzt. Dabei kam ein Spektralmodell mit einer durchschnittlichen Gitterweite von 39.8 km zum Einsatz. MLADEK et al. (2000) wenden die Methode mit vier regionalen Modellen (Gridweite $10\text{-}20 \text{ km}$) über fünf unterschiedlichen Gebieten des Alpenraums mit Tageswerten an. Die Ergebnisse zeigen ähnliche Simulationsgüten zwischen den Modellen. Dabei wird die Niederschlagshöhe und -frequenz im Hochgebirge überschätzt.

Nach JASPER & KAUFMANN (2003) ist der Einsatz der hydrologischen Modellierung zur Validierung hochaufgelöster meteorologischer Simulationen in orographisch komplexen Gebieten sinnvoll, da die geringe Dichte meteorologischer Stationen zu einer Unterrepräsentierung der Modellpixel führen. Daher wurde das hydrologische Modell WaSiM eingesetzt, um die meteorologische Modellgüte des *Swiss Model* im Ticino-Versasca-Maggia Becken auf Basis des Nash-Sutcliffe-Koeffizienten zu beurteilen.

Aufgrund der hohen zeitlichen Auflösung wurden in dieser Arbeit für den Niederschlag die Schwellenwerte t (0, 0.1, 1, 2, 5, 8, 11, 15, 20, 25 mm/h) eingesetzt.

6.1.2 GFS-Eingangsdaten

Im ersten Schritt wurden die Unterschiede in der Simulation des Niederschlags basierend auf *Analyse- und Vorhersagedaten* des globalen Modells untersucht. Dazu wurde das Augusthochwasser mit Initialisierungszeitpunkt 22.08.2005, OO GMT und Parametrisierungen Fall 1 (siehe Tab. 4.2) modelliert. Auf Stundenwertbasis wurden Gütemaße für 14 Beobachtungsstationen berechnet. Es werden immer die vier der Beobachtung nächstgelegenen Gridpunkte gemittelt. In diesem Kapitel werden häufig Niederschlagsdaten aus Domain d03 gezeigt, da diese den Beobachtungen näher kamen als die räumlich höher aufgelösten Daten aus d04. Der daraus berechnete RMSE wurde mit Universal Kriging interpoliert und ist in Abb. 6.1 dargestellt. Auf die Verwendung von External Drift Kriging mit einem DHM wurde verzichtet, da Niederschlagsprozesse, nicht jedoch der Niederschlag, höhenabhängig sind, und da die beobachteten und simulierten Daten unterschiedlichen Höhen ü.NN (reale Höhe/Modell-DHM des Domains) zugrunde liegen.

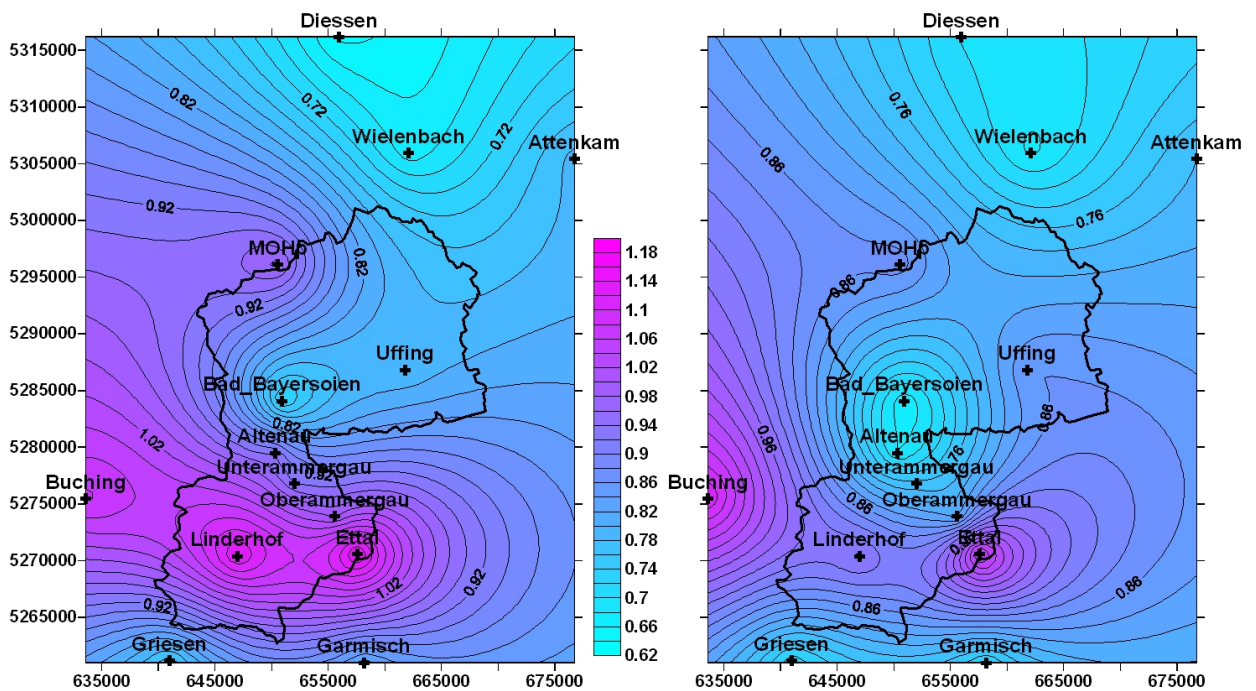


Abbildung 6.1: Vergleich des RMSE (Niederschlag simuliert/gemessen) [mm/h] aus WRF-Simulation mit GFS-Analyse (links) und GFS-Vorhersage (rechts).

Generell ist der RMSE der zeitlich hochaufgelösten (stündlich) vorliegenden Daten des Augusthochwassers 2005 gering. Die Güte der Modellierung ist im Vergleich zu den umliegenden Stationen am MOHp, Ettal, Linderhof und Buching niedrig. Dies ist auf

die Gestalt des Höhenmodells in der horizontalen Auflösung $6 \times 6 \text{ km}^2$ zurückzuführen, da z.B. der Hohenpeißenberg im Modell nicht abgebildet wird.

Während der RMSE ein Maß für die Niederschlagsintensität und -zeitpunkt ist, wird beim mittleren Fehler (Abb. 6.2) nur die 72h-Summe des Niederschlags einbezogen. Damit können die Modelldaten und -prozesse, die den Stau effekt des Gebirges simulieren, bewertet werden. Außerdem wird ersichtlich, in welchen Gebieten das Modell die Niederschlagssumme über- (positive Werte) und unterschätzt (negative Werte).

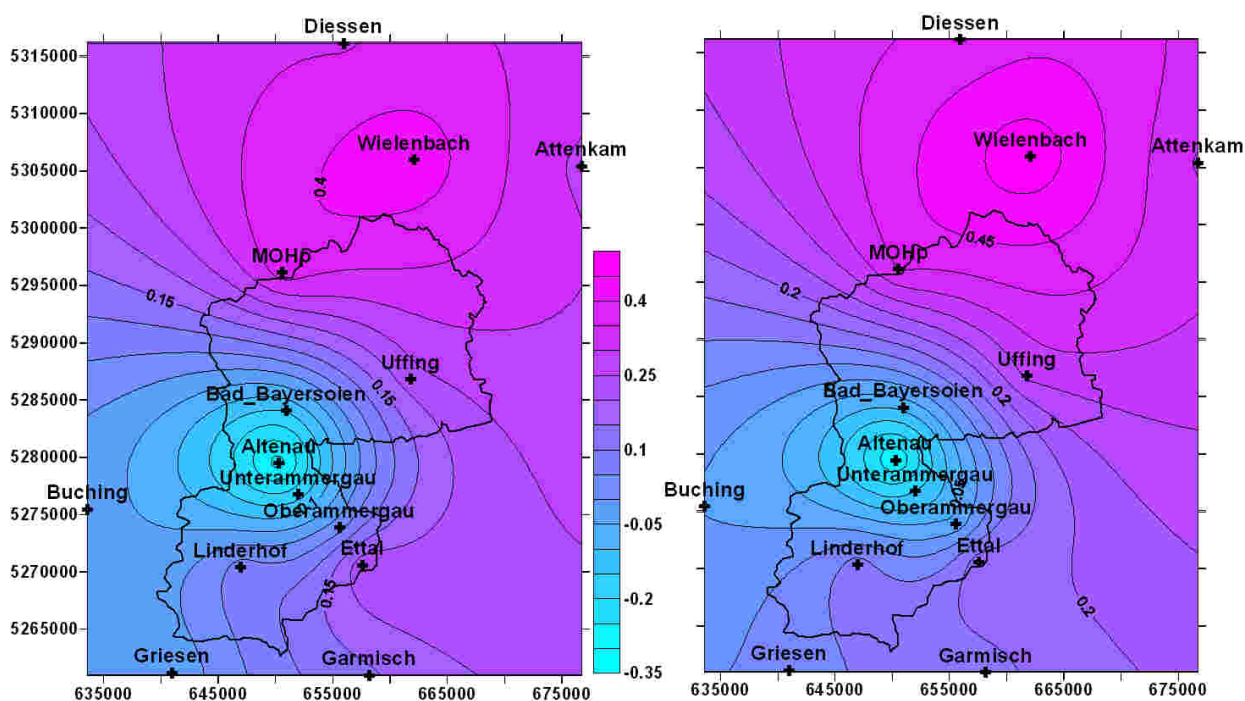


Abbildung 6.2: Vergleich des relativen Summenfehlers RE des Niederschlags aus WRF-Simulation mit GFS-Analyse- (links) und GFS-Vorhersagedaten (rechts).

Hier zeigt sich eine Unterschätzung des Modells im Alpenvorland und eine Überschätzung im Übergang zu den Ammergauer Flyschbergen, die sich jedoch südwärts wieder abschwächt. In Abb. 6.3 ist das Muster des Korrelationskoeffizienten auf Basis stündlicher Niederschlagsdaten dargestellt.

Auch hier sind, wie schon beim RE und RMSE, die räumlichen Unterschiede in den auf Stundendaten basierenden Gütemaßen zwischen analysebasierten und vorhersagebasierten Niederschlagssimulationen klein. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Initialbedingungen bei beiden Simulationen gleich sind und nur die Randbedingungen des ersten

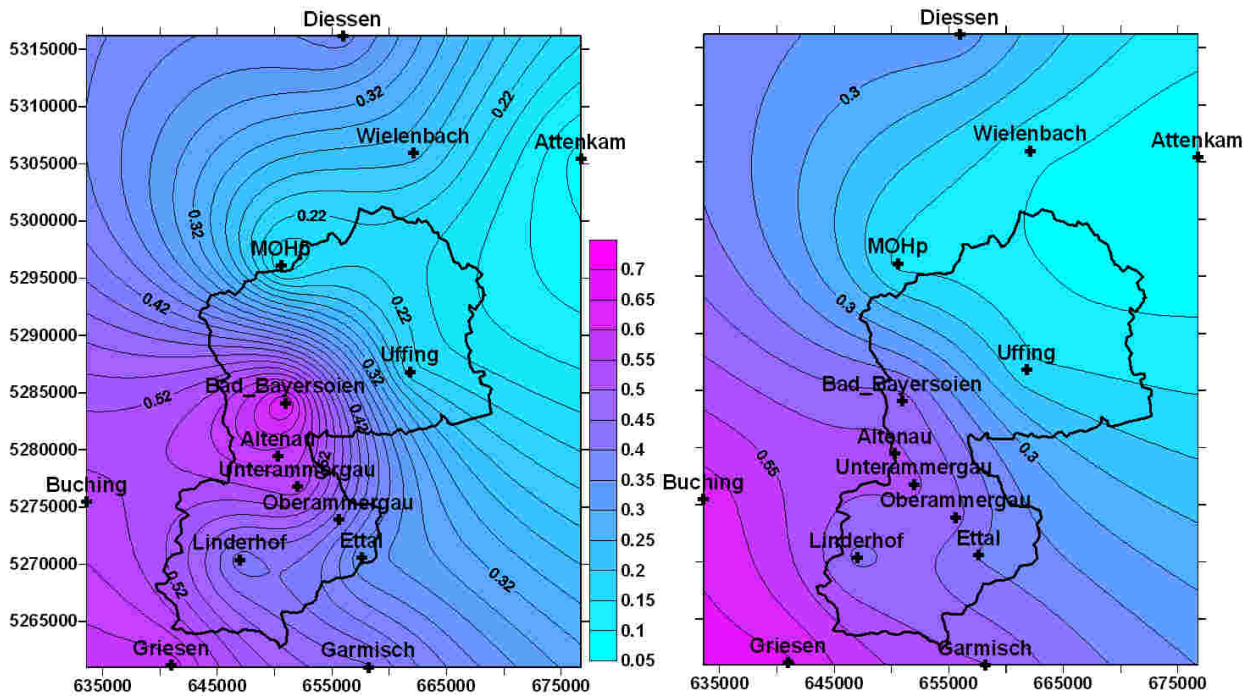


Abbildung 6.3: Pearson-Korrelation R^2 des gemessenen und modellierten Niederschlags aus WRF-Simulationen mit GFS-Analyse- (links) und GFS-Vorhersagedaten (rechts).

Domains variieren. Absolut unterschätzt die Vorhersage den Niederschlag jedoch stärker als die Analyse.

6.1.3 Sensitivität von Gütemaßen auf die zeitliche Aggregation des Niederschlags

Bei der Untersuchung der ereignisbasierten Gütemaße wurde im ersten Schritt die Abhängigkeit der Maßzahl vom Schwellenwert (t) des Niederschlages und der zeitlichen Aggregation der stündlich vorliegenden Vorhersagedaten untersucht. Dazu wurden aus den gemessenen und modellierten Niederschlagsdaten gleitende Mittel bis zu einer 14-stündlichen Aggregation gebildet. Darauf basierend wurden die Gütemaße für die Eintrittswahrscheinlichkeit von Ereignissen mit unterschiedlichen Niederschlagssummen, die durch den Schwellenwert (t) gekennzeichnet sind, berechnet. Das Ergebnis für die Simulation auf Basis von GFS-Vorhersagedaten (Fall 1, siehe Tab. 4.2) und Initialisierungszeitpunkt 22.08.2005, 00 GMT, für das Domain d03, ist in Abb. 6.4 dargestellt. Weiße Flächen kennzeichnen fehlende Daten. Die Aussagekraft der Plots ist aufgrund der geringen Datenbasis 72-stündlicher Vorhersagen bei zeitlicher Aggregation

$<2 h$ und $t > 8 mm$ limitiert. Die räumliche Darstellung basiert auf 14×10 (Zeitliche Auflösung \times Schwellenwerte) Datenpunkten.

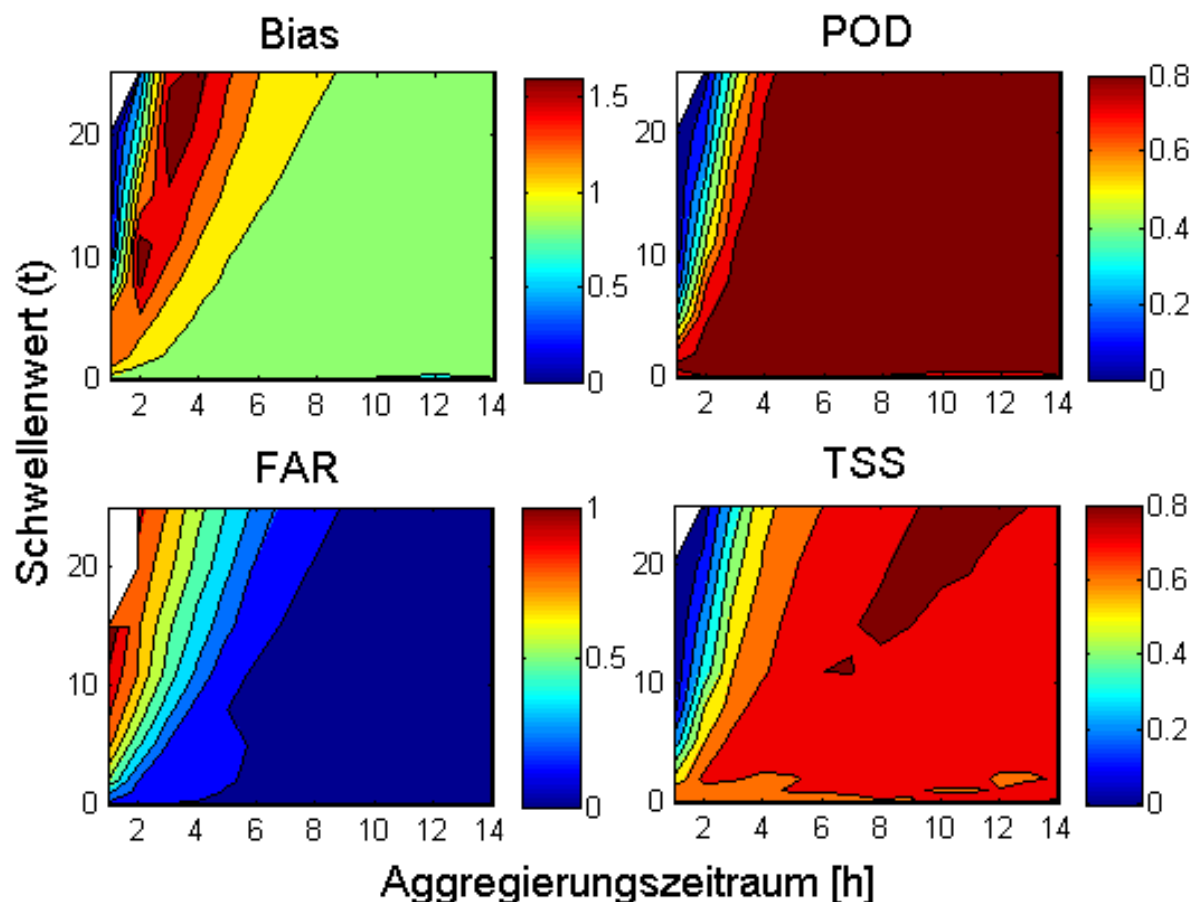


Abbildung 6.4: Zeitliches Verhalten der ereignisbasierten Gütemaße *Bias*, *probability of detection* *POD*, *false alarm rate* *FAR* und *true skill statistic* *TSS* für Domain d03, gerechnet mit Analysedaten.

Ein $Bias = 1$ (gelb) zeigt an, dass die Häufigkeit der gemessenen und simulierten Niederschlagszeitpunkte übereinstimmt. Hier besteht ein klarer Zusammenhang zwischen zeitlicher Aggregation und Schwellenwert. Eine zunehmende zeitliche Auflösung sowie größere Niederschlagssummen (t) führen zu einer Unterschätzung im Modell.

Die Gütemaße *FAR* und *POD* zeigen im vorliegenden Datenraum für jeden Niederschlagsschwellenwert eine Verbesserung mit Vergrößerung der zeitlichen Aggregation. Auch beim *TSS* und der *forecast accuracy* *FA* (Abb. 6.5) zeigen sich ähnliche Muster mit einem globalen Maximum bei 10-stündlichen Daten und einem Schwellenwert von

20 mm. Die auf Basis von Domain d01, d02 und d04 berechneten Gütemaße weisen ähnliche, der räumlichen Auflösung entsprechend verschobene, Muster auf.

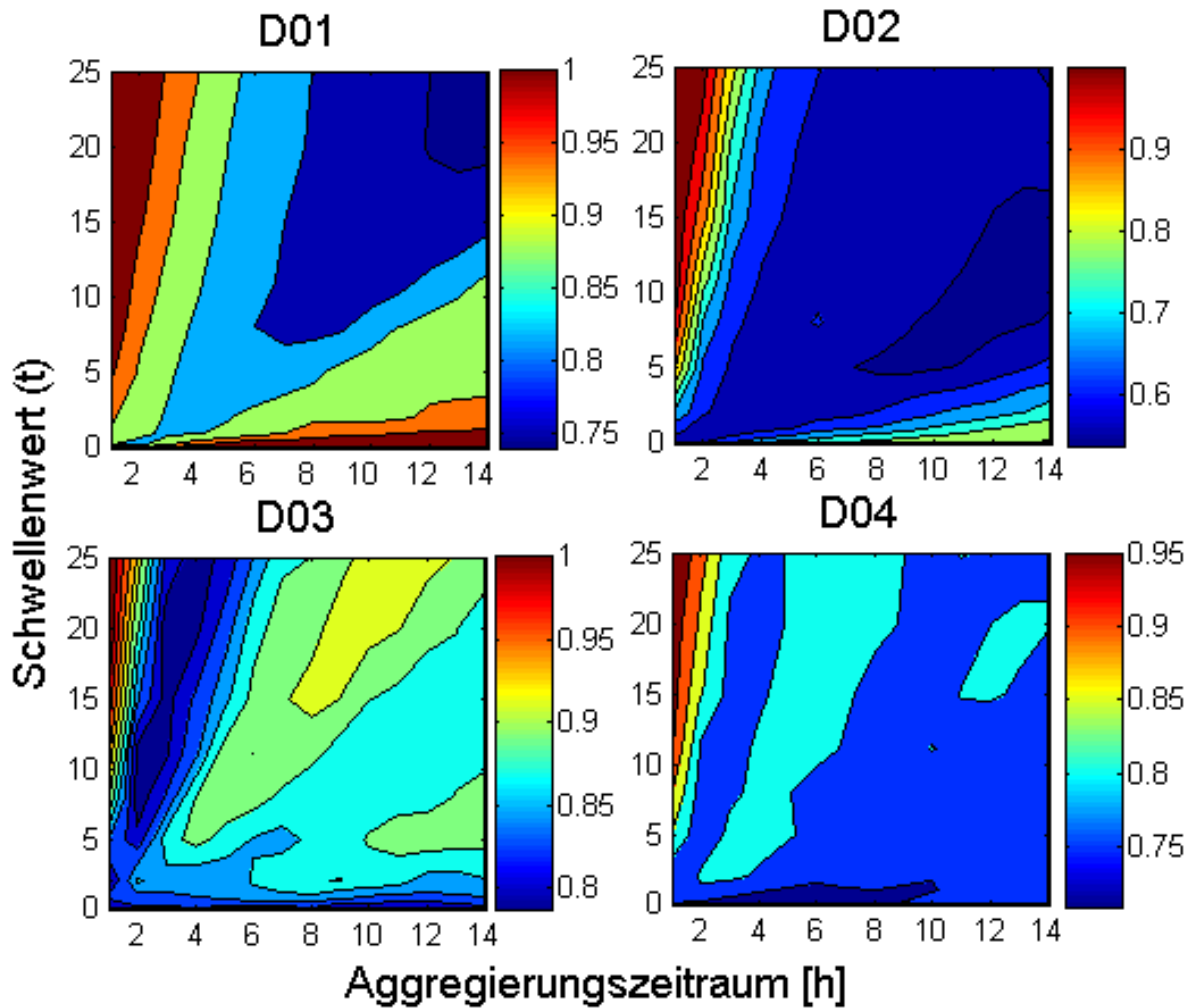


Abbildung 6.5: Auswirkung der zeitlichen Aggregierung und der Modellauflösung auf die *forecast accuracy* FA.

6.1.4 Sensitivität des DHM auf den Niederschlag

Zur Bestimmung der Sensitivität des zugrunde liegenden Höhenmodells des meteorologischen Modells auf den Niederschlag wurden die drei Optionen der Höhenmodellgenerierung (siehe Abschnitt 4.1.1) angewandt. Vorhersagen über 72 Stunden (Setup Fall 1, Tab. 4.2) durchgeführt. Abb. 6.6 zeigt neben den Auswirkungen unterschiedlicher Höhenmodelloptionen auch die Auswirkung der Modellauflösung (Domains). Insgesamt wurden für die Berechnung der Niederschlagssummen Daten von 14 Beobachtungsstationen genutzt. Der Initialisierungszeitpunkt war 22.08.2005, 00 GMT.

Mit der Verfeinerung der Modellauflösung wird die Verbesserung der Niederschlagssimu-

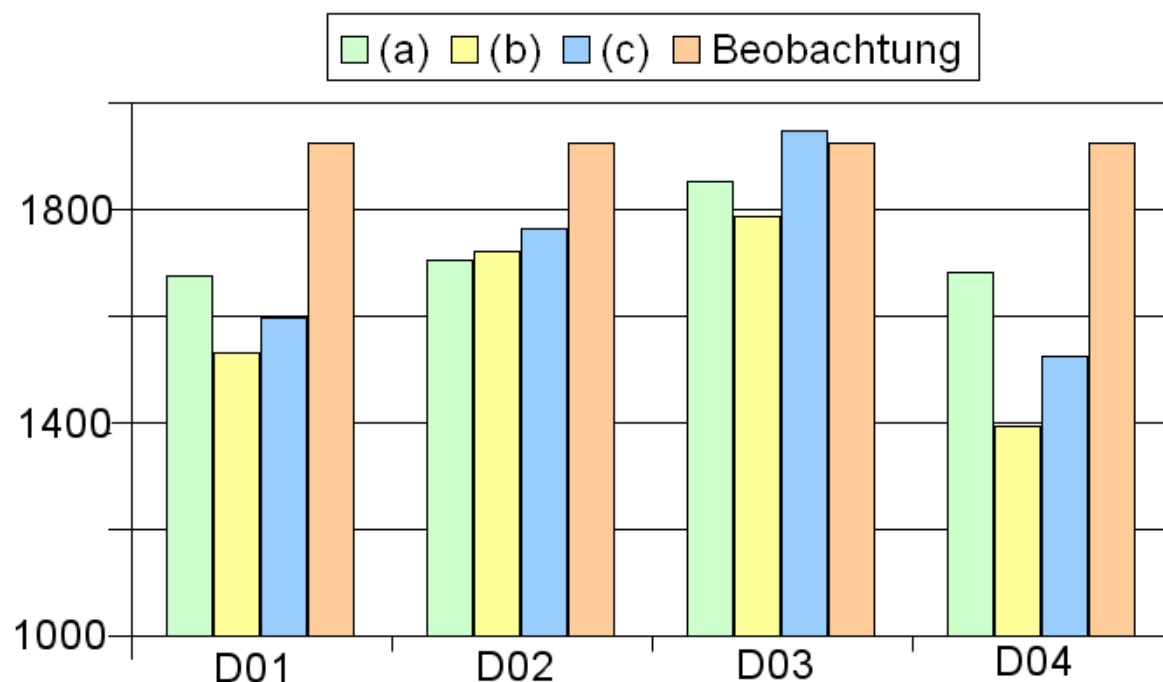


Abbildung 6.6: Mit unterschiedlichen Höhenmodelloptionen (a-c, Abb. 4.2) berechnete Niederschlagssumme [$mm/72h$] über 14 Vergleichspaare (jeweils Beobachtung und 2×2 Gitterpunkte Simulation) und 4 Domains.

lation erwartet. Dies kann in den vorliegenden Simulationen nur bis zu einer Auflösung von $6 \times 6 \text{ km}^2$ in Domain d03 festgestellt werden. Ursache dafür ist das Höhenmodell GTOPO30 ($\approx 1 \times 1 \text{ km}^2$) als Eingangsdatensatz für die meteorologische Modellierung in Kombination mit der Lage der Gridpunkte in d04: Beispielsweise ist das Lindertal real enger als die horizontale Modellauflösung ($2 \times 2 \text{ km}^2$) und kann somit im Modell nicht abgebildet werden. Daneben ist das Domain klein gewählt, um die Rechenzeit der Wettervorhersage zu minimieren. Dies hat den Nachteil, dass die in d04 ablaufenden physikalischen Prozesse durch das *Nudging*, also die lineare Filterung über fünf Randzellen zu d03, beeinflusst werden. Insgesamt vergrößert sich der Unterschied in der Niederschlagssumme innerhalb eines Domains mit zunehmender räumlicher Auflösung.

6.1.5 Sensitivität der Modellauflösung auf Temperatur und Niederschlag

In diesem Abschnitt wird die Überprüfung der Sensitivität der horizontalen Modellauflösung auf die zugrunde liegende räumliche Auflösung und damit unter anderem die Sensitivität des zugrunde liegenden Höhenmodells gezeigt. Dies ist vor allem im ge-

birgigen Raum von großer Bedeutung, da eine Abhängigkeit der Niederschlagsbildung (Staueffekte) und eine Abhängigkeit der Temperatur von der Höhe besteht. Abb. 6.7 zeigt die Abhängigkeit des Temperaturverlaufs von der Modellauflösung.

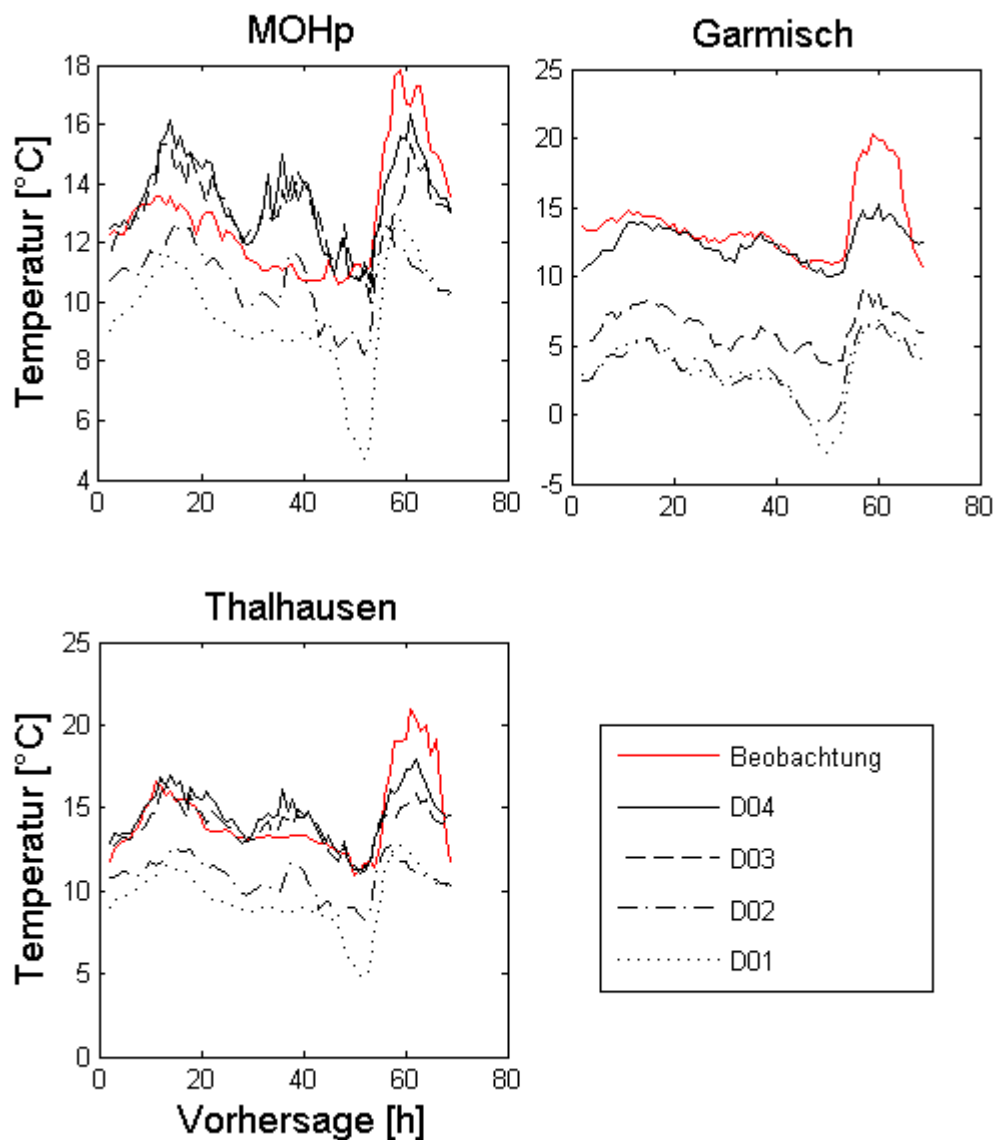


Abbildung 6.7: Abhängigkeit des Temperaturverlaufs von der Modellauflösung einer 72h-Vorhersage, Initialisierung 22.08.2005, 00 GMT.

Der Hohenpeißenberg wird aufgrund seiner kleinen räumlichen Ausdehnung selbst in d04 mit $2 \times 2 \text{ km}^2$ horizontaler Auflösung im Modell nicht abgebildet, so dass in den ersten beiden Domains eine Unterschätzung und in d03 und d04 eine Überschätzung bei der Berechnung der Temperatur festzustellen ist. Am Standort Thalhausen im Alpenvorland nähert sich die Höhenlage in d03 bereits der tatsächlichen Höhenlage an, während eine Annäherung am alpinen Standort Garmisch erst in der feinsten Modellauflösung erreicht

werden kann. Dies drückt sich auch im RMSE und ME aus (Tab. 6.2). Am Standort MOHp wird die Verbesserung der Modellgüte in d03 und d04 durch die bessere Modellierung des Tagesganges, vor allem am dritten Vorhersagetag, erreicht.

Tabelle 6.2: Einfluss des Modell-DHM an den Standorten Garmisch (GAP, 719 m ü.NN), MOHp (980 m ü.NN) und Thalhausen (Th, 569 m ü.NN) in 4 Domains auf den RMSE und ME der Temperatur T [°C].

	m ü.NN			RMSE			ME		
	GAP	MOHp	Th	GAP	MOHp	Th	GAP	MOHp	Th
d01	2271	980	999	0.89	2.49	1.29	0.21	0.59	0.31
d02	1762	788	839	0.66	2.53	1.05	0.13	0.61	0.24
d03	1523	697	753	0.44	2.0	0.47	0.09	0.49	0.08
d04	779	680	627	0.42	0.54	0.38	0.09	0.1	0.08

Schon in Abb. 6.6 wurde die Abhängigkeit der Niederschlagssumme von der Modellauflösung gezeigt. Abb. 6.8 zeigt zusätzlich die Abhängigkeit der schwellenwertbasierten Fehlermaße, gemittelt über 14 Vergleichspaare Beobachtung/Modell und 72 Stunden, von der zeitlichen und räumlichen Auflösung der Daten bei einem Niederschlagsschwellenwert $t = 5 \text{ mm}$. Die Darstellung basiert auf 14×4 (Zeitliche Auflösung \times Domains) Datenpunkten. Da die auf der Ordinate aufgetragene Modellauflösung zwischen den Domains mit dem Faktor drei skaliert ist, muss bei der Musterinterpretation auf die große Datenlücke zwischen d02 (18 km) und d01 (54 km) hingewiesen werden.

Während beim Bias ein Optimum bei großer zeitlicher Aggregierung und feiner räumlicher Auflösung erkennbar ist, liegt bei der FAR und der POD eine deutlich größere Abhängigkeit von der zeitlichen als von der räumlichen Auflösung vor. Auch beim Vergleich von TSS und FA sind, wie schon in Abb. 6.4 und 6.5, ähnliche Muster erkennbar. Es kann kein unimodaler Zusammenhang zwischen räumlicher und zeitlicher Aggregierung auf die Gütemaße hergestellt werden. Es zeigen sich zwei Optima: In den Domains d01 und d02 mit ihrer groben räumlichen Auflösung werden die besten FA und TSS auf einer vierstündlichen Datenbasis erreicht, während bei den räumlich feiner aufgelösten Domains das Optimum bei 12-stündlicher Aggregierung zu finden ist.

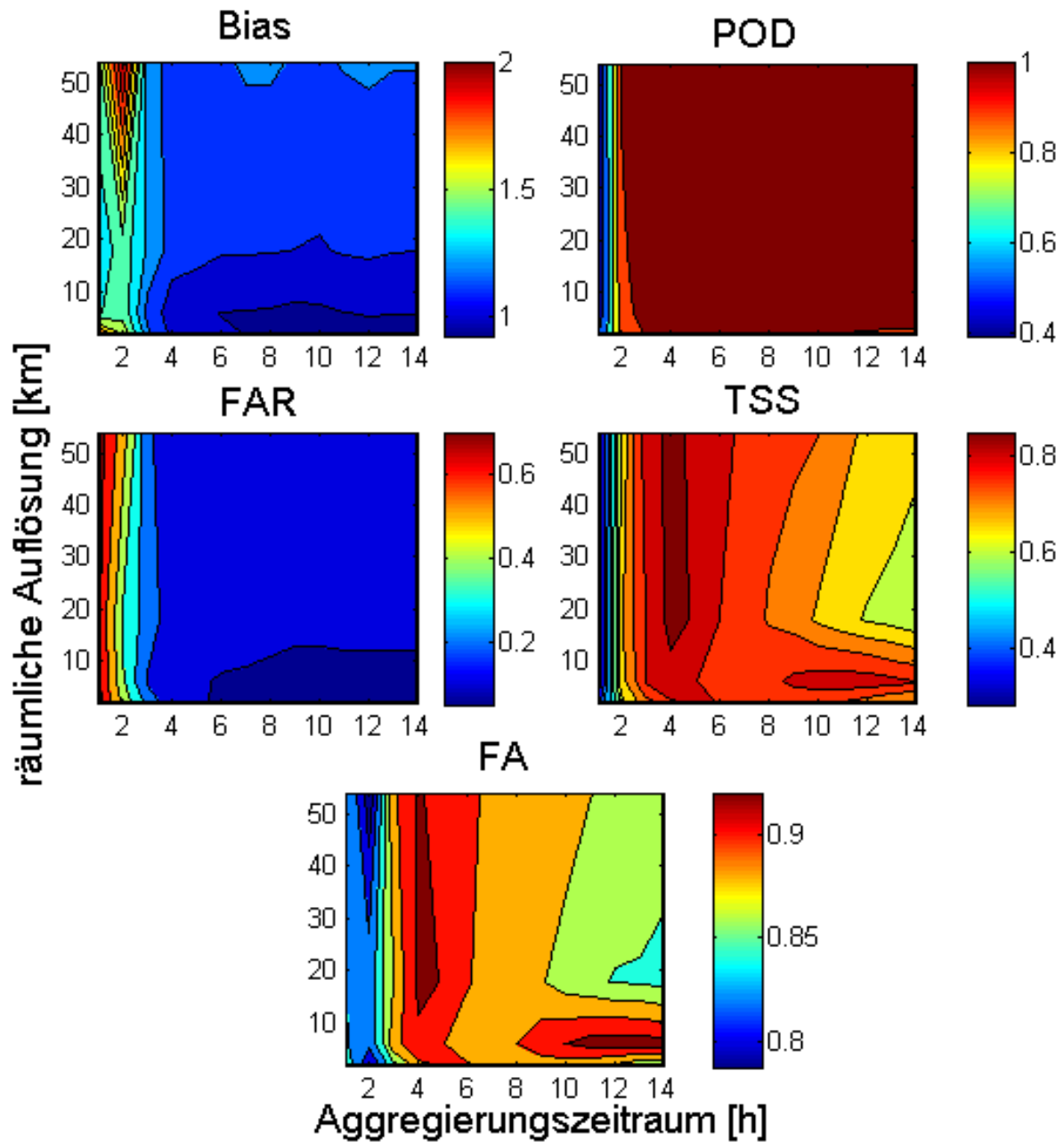


Abbildung 6.8: Abhängigkeit der Gütemaße *Bias*, *probability of detection*, *false alarm rate*, *true skill statistic* und *forecast accuracy* von Zeitskala (1-14 h) und Modellauf-
 lösung (d01-d04, 2-54 km), $t = 5$ mm, gerechnet mit Vorhersagedaten, Initialisierung
 22.08.2005, 00 GMT.

6.1.6 Einfluss unterschiedlicher Parametrisierungen

Zur Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Parametrisierungskombinationen für grid- und subgridskaligen Niederschlag, Höhe der planetarischen Grenzschicht sowie Stoff- und Energieaustausch zwischen Boden und Atmosphäre wurden Vorhersagen mit den fünf in Tab. 4.2 angegebenen Kombinationen durchgeführt. Datenbasis ist eine 72h-Vorhersage, Initialisierung 21.08.2005, 12 GMT. Negative RE-Werte zeigen eine Überschätzung der Simulation an. Die sich auf dieser Basis berechnenden relativen Summenfehler des 72-stündlichen Niederschlages sind in Tab. 6.3 für Domain d03 dargestellt.

Tabelle 6.3: Relativer Summenfehler RE und mittlerer \overline{RE} des Niederschlages bei unterschiedlichen WRF-Parametrisierungsschemata an 14 Standorten und korrespondierenden 2×2 Gridzellen in d03. Gesamtniederschlag aller Standorte: 1890 mm, Parametrisierungen Fall 1-5 siehe Tab. 4.2.

Station	Fall 1	Fall 2	Fall 3	Fall 4	Fall 5	\overline{RE}
MOHp	0.104	0.483	0.555	0.396	0.327	0.373
Diessen	0.157	0.453	0.365	0.452	0.309	0.347
Garmisch	0.231	0.154	0.547	0.232	0.111	0.255
Linderhof	0.135	-0.124	0.346	0.087	0.080	0.105
Buching	-2.034	-2.632	-2.062	-1.504	-0.669	-1.780
Griesen	0.061	-0.062	0.465	0.035	-0.023	0.095
Wielenbach	0.223	0.458	0.394	0.537	0.403	0.403
Attenkam	-0.029	0.214	0.211	0.469	0.223	0.217
Oberammergau	0.004	-0.279	0.208	-0.048	-0.031	-0.093
Unterrammergau	-0.314	-0.538	-0.170	-0.266	-0.081	-0.274
Uffing	-0.155	0.185	-0.048	0.112	-0.036	0.012
Ettal	0.185	-0.046	0.352	0.143	0.157	0.158
Bad Bayersoien	-0.484	-0.277	-0.225	-0.143	-0.031	-0.232
Altenau	-0.511	-0.769	-0.345	-0.456	-0.243	-0.465

Die mittlere Abweichung des mit fünf Parametersätzen maximal und minimal berechneten Niederschlages über alle Stationen beträgt 53% und ohne die Station Buching 43%. Es konnte außerdem festgestellt werden, dass diese Abweichung zwischen Fall 1 und Fall 2, die sich nur in der Parametrisierung der PBL und des Stoffaustausches Boden/Atmosphäre unterscheiden, 26% über alle Stationen beträgt. Aus dem Parametrisierungsoptionen sind die RE aus Fall 1 und 5 in Abb. 6.9 dargestellt. Das räumliche Muster des RE beider Simulationen ist ähnlich, unterschiedliche Parametrisierungen führen jedoch in der vorliegenden Studie im Alpenvorland und alpinen Raum zu einer erheblichen Veränderung der 72-stündlichen Niederschlagssumme.

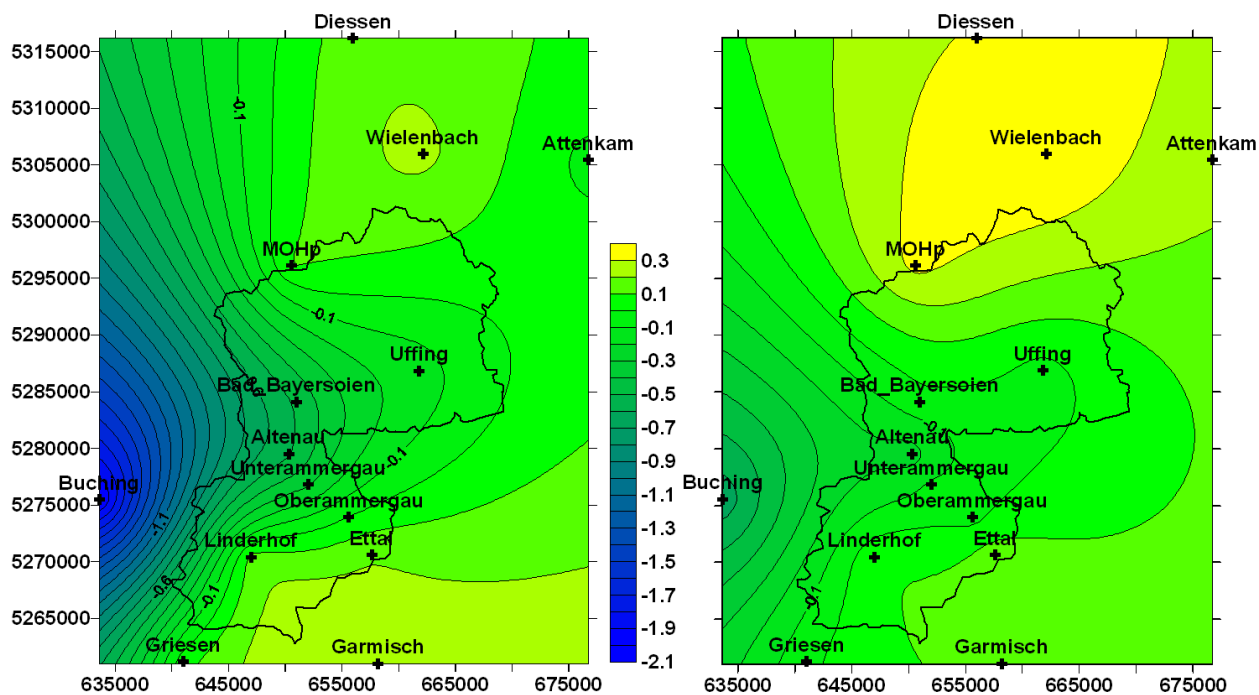


Abbildung 6.9: Räumliche Darstellung der RE der Niederschlags (siehe Tab. 6.3), WRF-Parametrisierungsoptionen Fall 1 und Fall 5 (siehe Tab. 4.2).

6.1.7 Zeitpunkt der Vorhersage

Zur Untersuchung der zeitlichen Veränderung der Niederschlagsvorhersage werden zwölfstündlich vom 20.08.05 12 GMT bis zum 23.08.2005 00 GMT Wettervorhersagen mit dem WRF-Setup Fall 1 (Tab. 4.2) durchgeführt. Der maximale Abfluss am Pegel Peißenberg wurde am 23.08.2005, 15 GMT beobachtet. In Abb. 6.10 werden die ereignisbezogenen Gütemaße für den Niederschlag gezeigt. Für die Gütemaße des Niederschlags, die auf Ja/Nein-Basis berechnet werden (oberer Teil der Abbildung, $t=0$ mm), zeigt sich generell eine Unterschätzung der Simulation. Sie sind ab dem 21.08. zeitlich nahezu konstant. Anders ist das zeitliche Verhalten der Gütemaße zur Erfassung von Niederschlagsintensitäten ≥ 5 mm/h. Diese verbessern sich stetig ab dem 21.08., 12 GMT, also zwei Tage vor dem Erreichen des maximalen Abflusses. Für die dem Hochwasser zeitlich nächste Wettervorhersage scheint die *spin up time* (Vorlaufzeit) zu kurz zu sein. Der *Bias* im mittleren Teil der Abbildung zeigt einen dem relativen Summenfehler über 72 Stunden ähnlichen zeitlichen Verlauf. Vor allem das zeitliche Verhalten des relativen Summenfehlers lässt auf eine Abhängigkeit der regionalen Wettervorhersage von den globalen Eingangsdaten des GFS schließen.

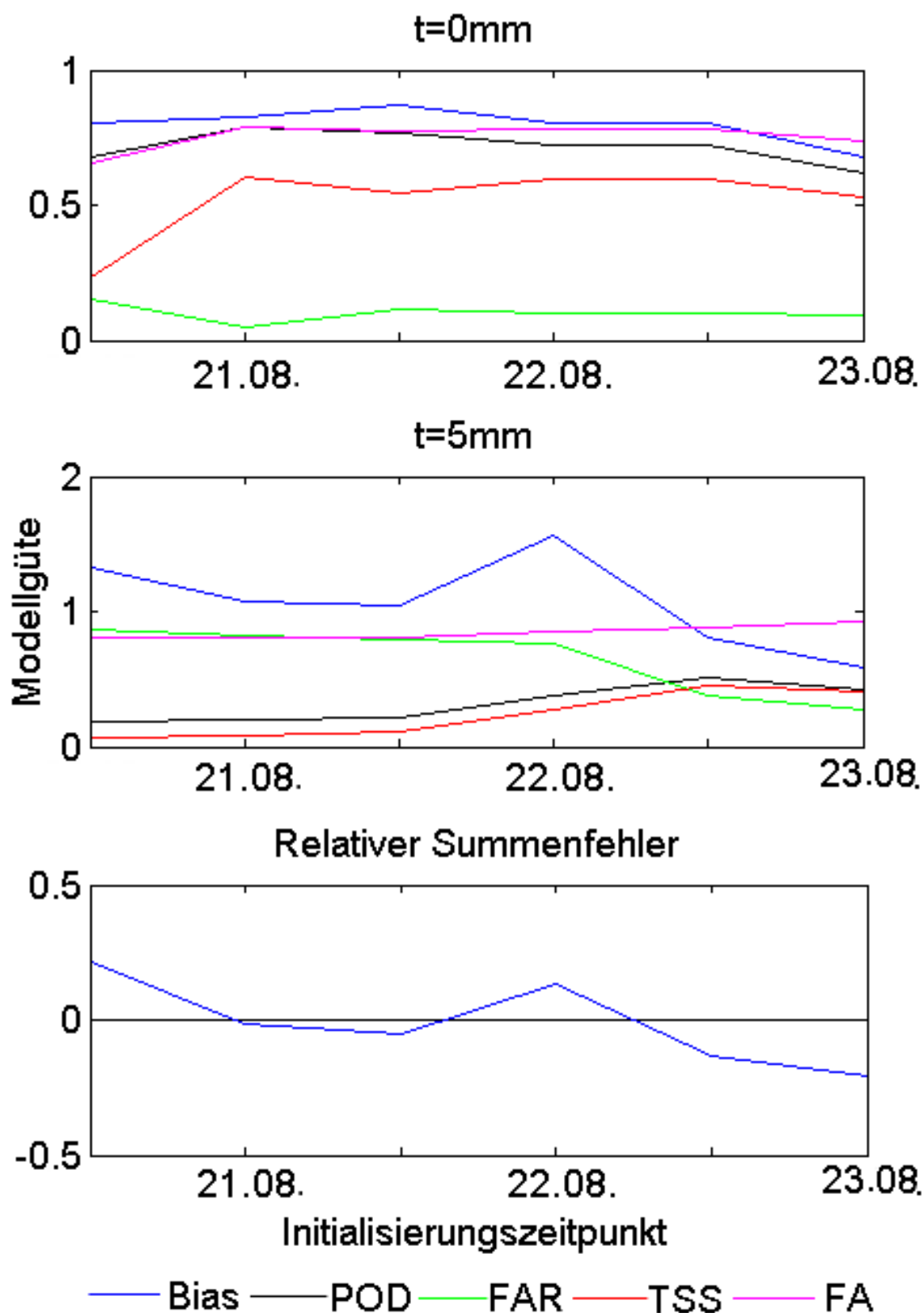


Abbildung 6.10: Zeitlicher Verlauf von Niederschlagsgütemaßen in Abhängigkeit vom Initialisierungszeitpunkt vor dem Augusthochwasser 2005, berechnet auf Basis von 14 Niederschlagsstationen und dem Mittelwert aus 2×2 korrespondierenden Gridzellen aus d03.

6.2 Gekoppelte Meteorologie-Hydrologie Vorhersage

Randbedingungen des hydrologischen Modells Die Mittelfristvorhersage von Abflüssen setzt realistische Speicherfüllstände zum Anfangszeitpunkt der hydrologischen Modellierung voraus (z.B. NIEHOFF 2001). Daher wird das hydrologische Modell bis zum Anfangszeitpunkt der Vorhersage mit gemessenen Stationsdaten mitgeführt, um die bestmögliche Beschreibung der initialen Speicherfüllstände zu ermöglichen. Abb. 6.11 gibt einen Überblick über die Eingangsdaten und Speicherfüllung des gekoppelten Modellsystems.

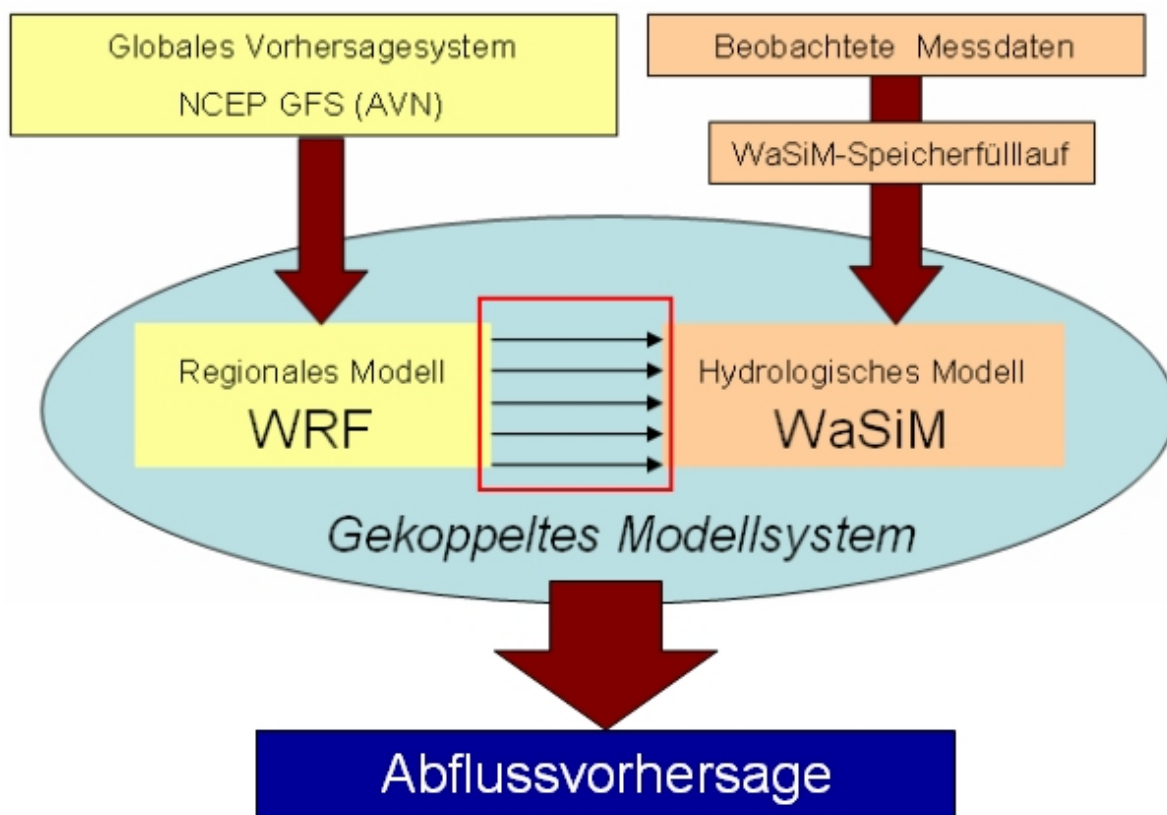


Abbildung 6.11: Vorgehen bei der gekoppelten Abflussvorhersage. Der rote Kasten symbolisiert dabei die in Abschnitt 4.3.2 beschriebene Ein-Wege-Kopplung.

Die Vorhersagedaten des globalen meteorologischen Modells GFS werden am NCEP (*National Center for Environmental Prediction*) kostenfrei via ftp zur Verfügung gestellt. Gleichzeitig mit der regionalen Wettervorhersage über 72 Stunden wird ein vierwöchiger WaSiM-Speicherfülllauf auf Basis von meteorologischen Beobachtungsdaten und Abflussmessungen gestartet. Dabei werden die Initialspeicherzustände (Bodenfeuchte, Grundwasserstand und Schneespeicher) für die Abflussvorhersage simuliert. Damit und mit dem vorhergesagten Niederschlag, der Windgeschwindigkeit, Temperatur, Global-

strahlung und der relativen Feuchte aus der meteorologischen Vorhersage (Abschnitt 4.3.2) wird dann die eigentliche Abflussvorhersage mit WaSiM durchgeführt.

Regionalisierung der meteorologischen Größen Bei der Übergabe der Daten an WaSiM wird jeder WRF-Gitterpunkt als *virtuelle meteorologische Station*, ähnlich der Integration der Radardaten in Abb. 5.3, behandelt. Nach TASCHNER (2003) kann mit diesem symmetrisch angeordneten Stationsnetz eine Regionalisierung über statistische Verfahren durchgeführt werden. In dieser Arbeit wurde neben der Duplizierung der Werte die bilineare Interpolation und die IDW durchgeführt. Dabei wird in Kauf genommen, dass die Massen- und Energieerhaltung bei der Übergabe nicht gewährleistet ist. Dies tritt vor allem bei großem Abstand zwischen den Gitterzellen des meteorologischen Modells und großen Unterschieden zwischen den berechneten Werten auf. Daneben liefern meteorologischen Vorhersagen *Mittelwerte* über den Zeitschritt und die räumliche Auflösung der Gitterbox. Interpolierte Werte aus einfachen Verfahren wie das IDW liegen immer im Wertebereich zwischen den Werten an den Stützstellen (WRF-Mittelwerte). Daraus folgt, dass die Interpolation zwischen den Mittelwerten des meteorologischen Modells im hydrologischen Modell mit Thiessen-Polygonen durchgeführt wird, so dass die bestmögliche Energie- und Massenerhaltung gewährleistet ist.

6.2.1 Sensitivitätsstudien des gekoppelten Modellsystems

Im Folgenden werden die auf die Niederschlagsvorhersage untersuchten Faktoren auf ihre Wirkung bezüglich der Abflussvorhersage untersucht.

Einfluss der GFS Vorhersage- und Analysedaten Der Vergleich des beobachteten und auf GFS-Vorhersage- und -Analysedaten simulierten Niederschlages hat bereits die leicht größere Unterschätzung auf Basis der Vorhersagedaten gezeigt. Dieser Unterschätzungseffekt findet sich auch in der Abflussvorhersage wieder (Abb. 6.12). Gezeigt wird hier das Ursprungsgebiet Oberammergau, dessen Modellierungsfehler sich über das Einzugsgebiet Peißenberg bis zum Gebietsauslass in Weilheim fortpflanzen, da im Vorhersagemodus keine Korrektur über gemessene Abflüsse durchgeführt werden kann. Diese beiden Teileinzugsgebiete werden gezeigt, da die Kalibrierung und damit die Abflussberechnung mit gemessenen Stationsdaten sehr gute Ergebnisse gezeigt haben, so dass

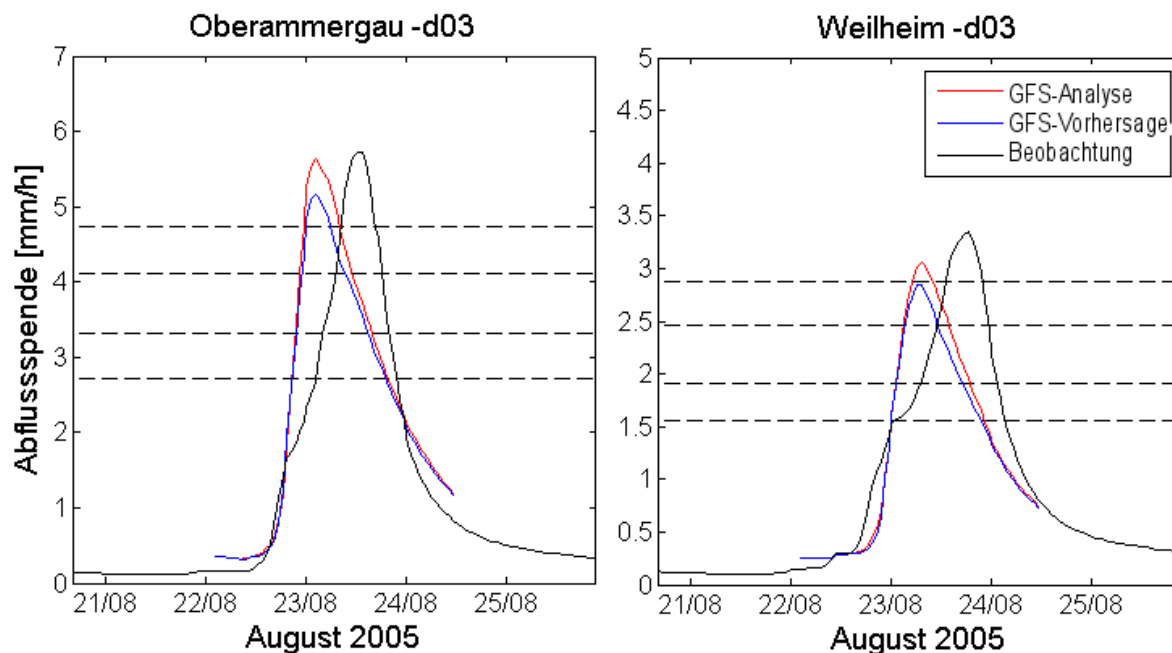


Abbildung 6.12: Abflussvorhersage mit Initialisierung 22.08.2005, 00 GMT, Domain d03, gerechnet auf Basis von regionalisierten GFS-Analyse- und Vorhersagedaten. Schwarz gestrichelt: Hq10, Hq20, Hq50 und Hq100.

ein Vergleich der Abflussvorhersagen auf Basis von GFS-Analyse- und Vorhersagedaten mit gemessenen Abflüssen wenigstmöglich durch den hydrologischen Teil des gekoppelten Modellsystems beeinflusst ist. Auffallend ist die am Startpunkt der Simulation von der Beobachtung abweichende Abflussspende. Dies erklärt sich durch die Fehler am Ende der WaSiM-Vorlaufsimulation mit gemessenen meteorologischen und hydrologischen Stationsbeobachtungen.

In Tab. 6.4 sind die auf Basis von regionalisierten GFS-Analyse- und Vorhersagedaten maximal berechneten Abflüsse in m^3/s gegenübergestellt.

Tabelle 6.4: Maximaler mit dem gekoppelten Vorhersagesystem berechneter Abfluss [m^3/s], basierend auf GFS-Analyse- und Vorhersagedaten, WRF d03, und zum Vergleich maximal beobachtete Abflüsse während des Augusthochwassers 2005.

Pegel	Analyse	Vorhersage	Differenz	Beobachtung
Oberammergau	178.7	163.5	15.2	181.2
Halbammer	105.4	97.1	8.2	-
Obernach	25.2	24.1	1.1	50.4
Oberhausen	16.3	18.1	1.8	45.8
Peißenberg	408.1	383.3	24.8	295.9
Weilheim	518.1	482.9	35.2	566.8

Die in Abb. 6.12 gezeigte relative Unterschätzung der Vorhersage- gegenüber den Ana-

lysedaten kann auch in den Teileinzugsgebieten Obernach und Peißenberg festgestellt werden.

Einfluss des DHM auf die Abflussvorhersage In Abschnitt 6.1.4 wurde gezeigt, dass unterschiedliche Höhenmodelloptionen zu unterschiedlichen Niederschlagssummenberechnungen führen. Die WRF-Höhenmodelle werden generiert, indem auf Basis der in ungefähr $1 \times 1 \text{ km}^2$ vorliegenden Daten (a) Täler aufgefüllt werden, (b) Tal- und Gipfelstrukturen bestmöglich erhalten bleiben und (c) einfache Tiefpassfilterung durchgeführt wird (siehe Abb. 4.2). In Abb. 6.13 ist außerdem erkennbar, dass sich neben dem absoluten Maximum des Abflusses auch dessen Zeitpunkt durch unterschiedliche WRF-Höhenmodelle verschiebt. In Tab. 6.5 werden die maximalen Abflüsse für alle

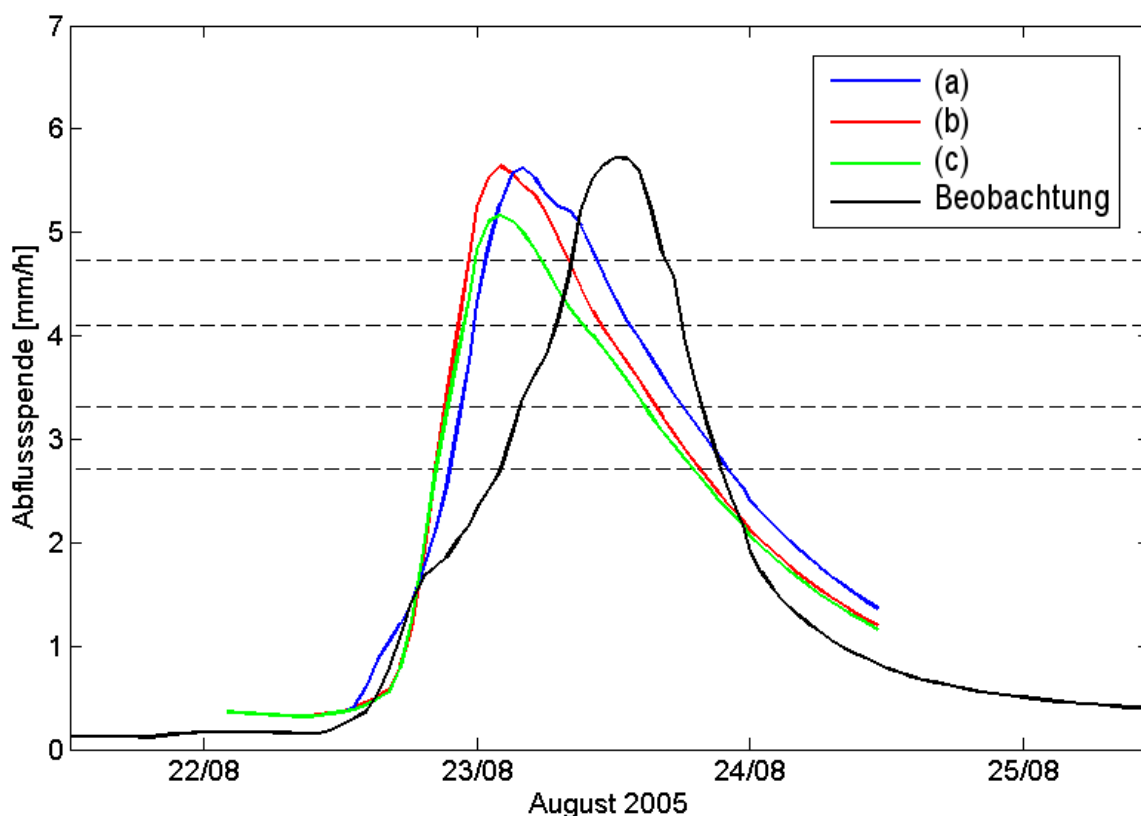


Abbildung 6.13: Simulierte Abflüsse für den Pegel Oberammergau. Niederschlagsdaten stammen aus Wettervorhersagen mit unterschiedlichen Höhenmodellen (a-c, siehe Abb. 4.2), Domain d03, und GFS-Analysedaten.

Pegel gezeigt. Dabei fällt auf, dass mit der Auswahl des Höhenmodells keine absolute Skalierung der Niederschlagssumme einhergeht, sondern räumlich differenziert unterschiedliche Effekte durch die Höhenmodelle auftreten. Obwohl die Höhenmodelloption (a) durch die Erhaltung der maximalen Höhen des Ausgangsdatensatzes zur höchst-

Tabelle 6.5: Maximaler Abfluss [m^3/s] berechnet mit dem gekoppelten Vorhersagesystem und unterschiedlichen WRF-Höhenmodelloptionen in d03 während des Augusthochwassers 2005.

Pegel	(a)	(b)	(c)	Beobachtung
Oberammergau	178.2	178.7	153.0	181.2
Halbammer	91.7	105.4	98.5	-
Obernach	28.7	25.2	44.5	50.4
Oberhausen	16.6	16.3	29.4	45.8
Peißenberg	391.4	408.1	420.4	295.9
Weilheim	508.3	518.1	591.5	566.8

ten Modellorographie führt, werden durch das gekoppelte Modellsystem am Alpenrand insgesamt nicht die höchsten maximalen Abflüsse simuliert. Dies hängt mit der Besonderheit der *Vb*-Wetterlage zusammen, dass die Luftmasse vor dem Erreichen des Nordrandes der Alpen je nach Lage des Tiefdruckgebietes über das kroatische Küstengebirge, die Beskiden (Westkarpaten), die Böhmisches Masse oder den Bayerischen Wald geführt werden kann. Dort kann es, durch die Modellorographie begünstigt, bereits zu Stauniederschlägen kommen.

Horizontale Auflösung der Domains Von Domain zu Domain verfeinert sich die horizontale Auflösung der Wettervorhersage mit dem Faktor drei. Davon verspricht man sich die verbesserte Abbildbarkeit physikalischer Prozesse (z.B. Berg-Tal-Windsysteme) und damit eine Angleichung an Stationsbeobachtungen. Die Auswirkungen der sich ändernden horizontalen Auflösung von WRF auf die Abflussvorhersage des gekoppelten Modellsystems sind in Abb. 6.14 dargestellt. Dazu wurden GFS-Vorhersagedaten mit den WRF-Parametrisierungen Fall 1 (Tab. 4.2) eingesetzt. Da die WRF-Modellauflösung sich auch auf das zugrunde liegende DHM auswirkt, ändert sich unter anderem auch der Stauereffekt der Ammergauer Alpen. Daneben wird die Modellauflösung bei Parametrisierungsschemata, z.B. der Kumulusparametrisierung, berücksichtigt. Das Resultat ist, wie schon bei der Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Höhenmodelle in WRF, neben den sich ändernden Niederschlags- und Abflusssummen auch die Verschiebung des Zeitpunktes des Abflussmaximums.

In Tab. 6.6 sind die maximalen Abflüsse, berechnet auf Basis der meteorologischen Eingangsdaten aus den vier WRF-Domains, dargestellt. Am Beispiel der Vorhersage vom 21.08.2005, 12 Uhr, zeigt sich der größte maximale Abfluss in den alpinen Teileinzugs-

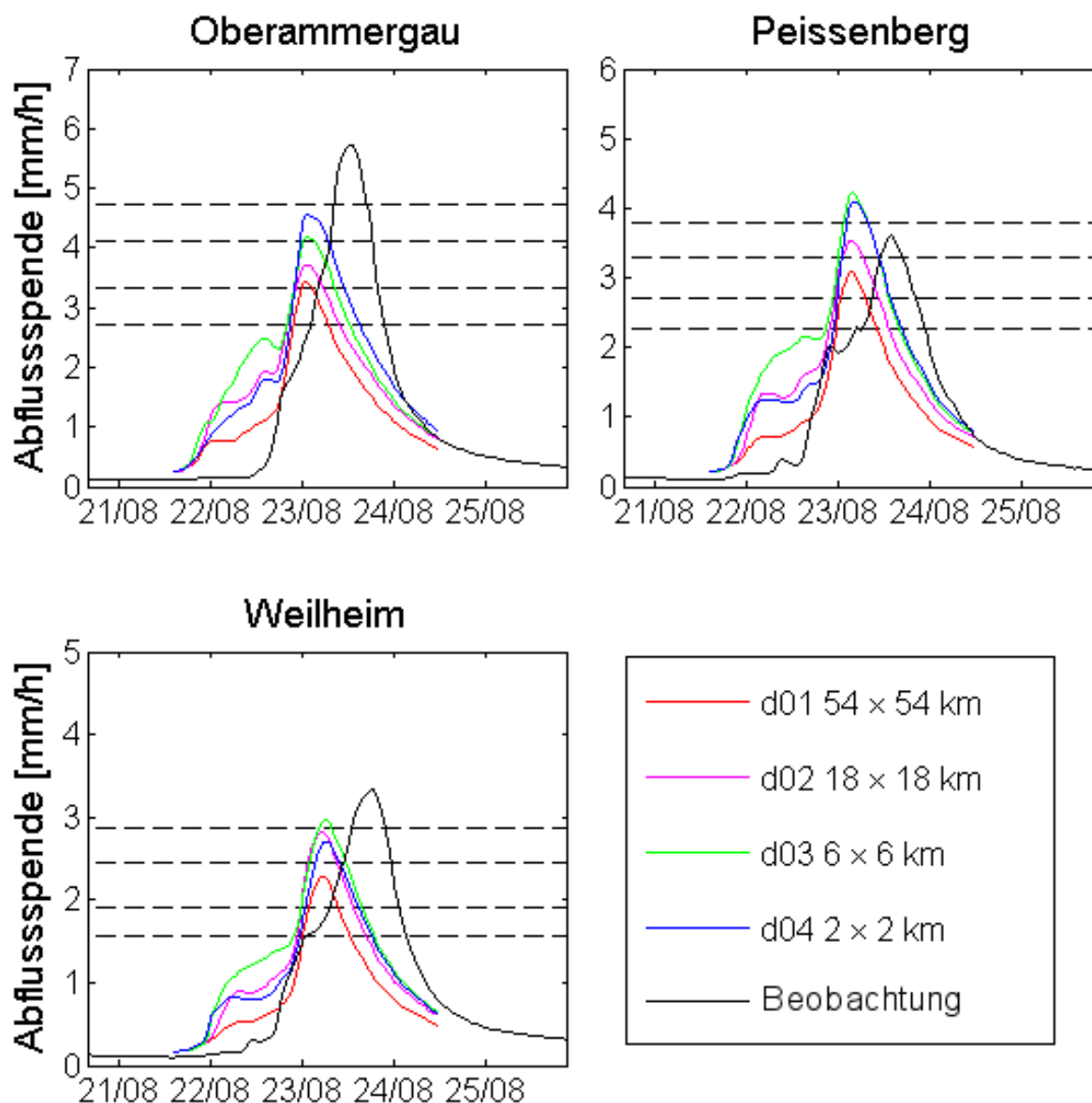


Abbildung 6.14: Auswirkungen der Modellauflösung des meteorologischen Modells auf die Abflussvorhersage. Schwarz gestrichelt: Hq10, Hq20, Hq50 und Hq100. Initialisierungszeitpunkt 21.08.2005, 12 GMT.

Tabelle 6.6: Maximaler Abfluss [m^3/s] berechnet mit dem gekoppelten Vorhersagesystem auf Basis der vier WRF-Domains während des Augusthochwassers 2005.

Pegel	d01	d02	d03	d04	Beobachtung
Oberammergau	108.9	117.2	132.1	144.6	181.2
Halbammer	46.1	51.9	71.3	83.1	-
Obernach	25.3	33.4	42.1	27.6	50.4
Oberhausen	27.2	35.2	33.8	26.1	45.8
Peißenberg	251.5	288.1	344.6	333.4	295.9
Weilheim	386.9	477.0	501.2	457.7	566.8

gebieten (Oberammergau, Halbammer) auf Basis von d04 mit der feinsten horizontalen Auflösung, während der größte maximale Abfluss in den voralpinen EZG auf Basis der größeren meteorologischen Modellrechnungen simuliert wird.

Zeitlicher Verlauf der Abflussvorhersage In Abb. 6.10 konnte bereits gezeigt werden, dass die Niederschlagsvorhersage ab dem 21.12. gut mit den 14 Stationsmessungen in der Region übereinstimmen. In Abb. 6.15 sind die darauf basierenden Abflussvorhersagen mit dem gekoppelten Modellsystem dargestellt.

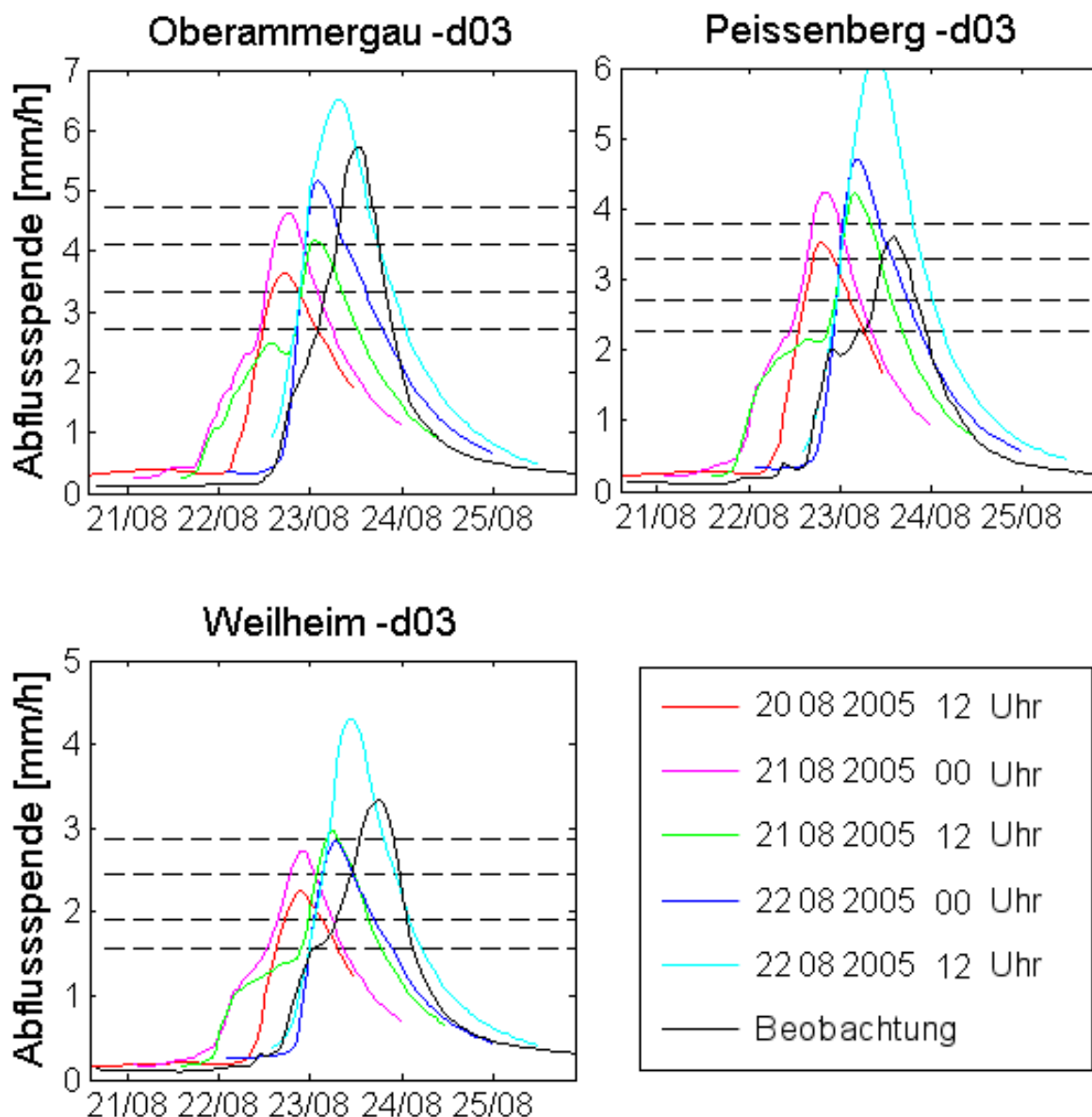


Abbildung 6.15: Zeitlicher Verlauf der Hochwasservorhersage im August 2005, WRF Fall 1, d03. Schwarz gestrichelt: Hq10, Hq20, Hq50 und Hq100.

Aus den Berechnungen wird ersichtlich, dass auf der Basis der gekoppelten Abflussmo-

dellierung die Vorhersage eines 50-jährigen Hochwassers bereits mit der Initialisierung am 21.08.2005, 00 GMT möglich war. Am Pegel Peißenberg muss beachtet werden, dass die Abflussberechnungen mit beobachteten meteorologischen Stationsdaten zu einer Überschätzung geführt haben.

Lageungenaugigkeit TASCHNER et al. (2001) schlagen vor, die ungenaue Abdeckung eines Einzugsgebietes durch das Gitter des meteorologischen Modells durch das Verschieben der meteorologischen Felder um den horizontalen Abstand der Gridpunkte zu korrigieren. Gerade im Übergang vom Alpenvorland zu den Ammergauer Alpen ist hier mit großen Veränderungen des Gebietsniederschlages zu rechnen. Abb. 6.16 zeigt die Auswirkungen dieser Verschiebung in die vier Himmelsrichtungen um 6 km ($=\Delta x \cdot d03$).

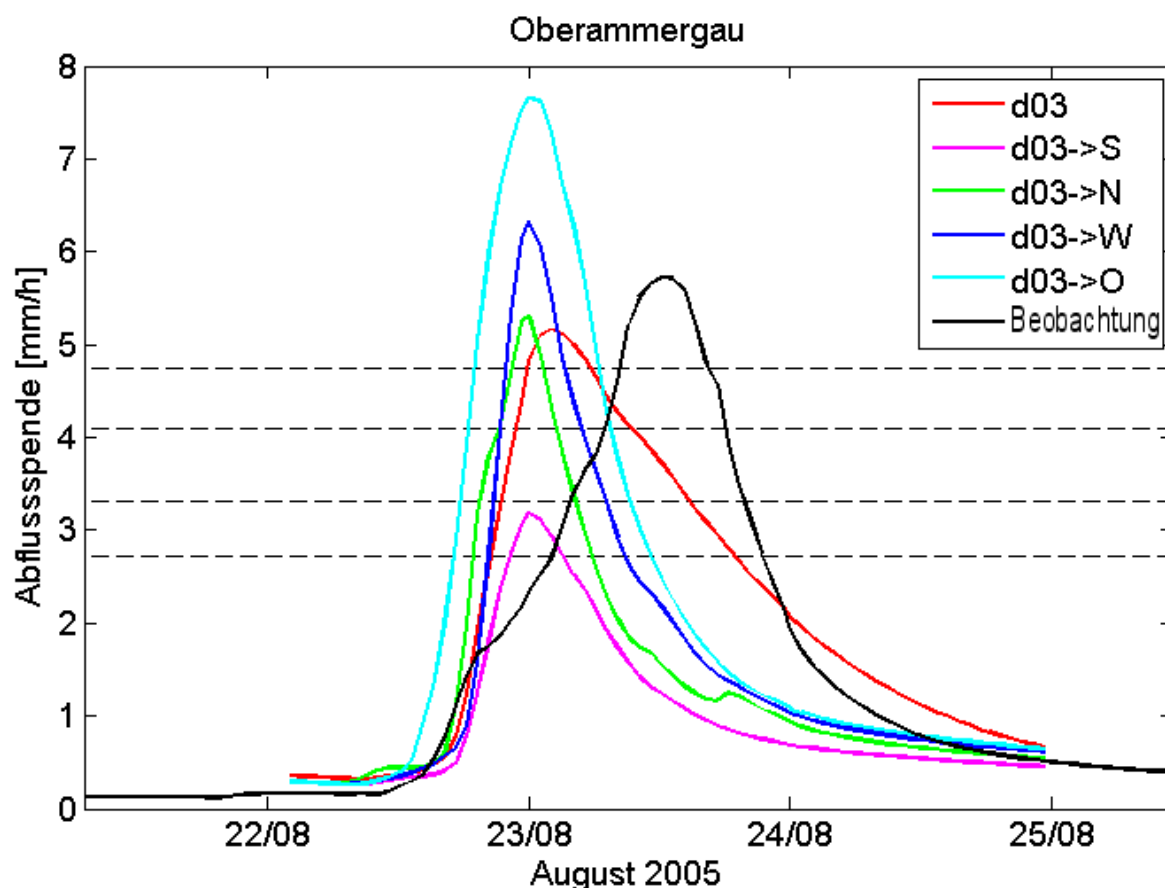


Abbildung 6.16: Auswirkungen der Verschiebung der meteorologischen Vorhersagefelder und die horizontale Modellauflösung der Wettervorhersage (6 km in $d03$) am Pegel Oberammergau.

Wie auch schon bei TASCHNER et al. (2001), bei denen *Swiss-Model*-Wettervorhersagen in 14 km horizontaler Auflösung im Ammer-EZG zum Einsatz kamen, sind durch die

Verschiebung der meteorologischen Felder sehr unterschiedliche Abflusskurven simuliert worden.

Die Sensitivitätsstudien des gekoppelten Modellsystems haben gezeigt, dass unterschiedliche Einstellungen des meteorologischen Modells großen Einfluss auf die Niederschlags- und Abflussvorhersage haben. Eine genauere horizontale Auflösung führt dabei bis zu $6 \times 6 \text{ km}^2$ in Domain d03 zu besseren Wetter- und Abflussvorhersagen. Dies ist im vierten Domain mit $2 \times 2 \text{ km}^2$ nicht mehr feststellbar. Erklärungen dafür könnten die Wirkungsweise der Parametrisierungen, z.B. der Kumulusparametrisierung, in der feinen Auflösung oder die horizontale Erstreckung des Domains sein.

Bei den durchgeführten Sensitivitätsstudien hat sich gezeigt, dass mehrere Parameterkombinationen des meteorologischen Modells und unterschiedliche WRF-Höhenmodelle zu unterschiedlichen Initialisierungszeitpunkten gute Vorhersageergebnisse liefern können. Aus den 43 Wettervorhersagen in jeweils vier Domains haben sich für die Vorhersage des Augusthochwassers

- das DHM, bei dem die Berg- und Talstrukturen bestmöglich erhalten bleiben,
- die Parametrisierung LIN et al. (gridskaliger Niederschlag),
- GRELL-DEVENYI-ENSEMBLE (subgridskaliger Niederschlag),
- MELLOR-YAMADA-JANJIC (PBL)
- und MONIN-Obukhov-JANJIC (Austausch Erdoberfläche-Atmosphäre)

in Domain d03 als beste Modelleinstellungen erwiesen. Aufgrund der zum Teil starken Unterschätzung des vorhergesagten Niederschlages mit anderen Parametrisierungskombinationen erscheint eine *ensemble*-Strategie für die Abflussvorhersage nicht sinnvoll.

6.2.2 Vergleich der gekoppelten Abflussvorhersage mit radarbasierten und stationsdatenbasierten Simulationen

Zur Überprüfung der auf Datenbasis des Augusthochwassers ermittelten Einstellungen des meteorologischen Modells für das Abflussvorhersagesystem wurden die in Tab. 6.7 gezeigten Vorhersagen für zwei Abflussereignisse im Juni 2001 durchgeführt.

Tabelle 6.7: Initialisierungszeitpunkte für die Vorhersage der beiden simulierten Abflussereignisse im Juni 2001.

Ereignis	Initialisierungszeitpunkt
09.-12.06.2001	08.06. 00 GMT
09.-12.06.2001	08.06. 12 GMT
09.-12.06.2001	09.06. 00 GMT
09.-12.06.2001	09.06. 12 GMT
09.-12.06.2001	10.06. 00 GMT
17.-22.06.2001	16.06. 12 GMT
17.-22.06.2001	17.06. 00 GMT
17.-22.06.2001	17.06. 12 GMT
17.-22.06.2001	18.06. 00 GMT
17.-22.06.2001	18.06. 12 GMT
17.-22.06.2001	19.06. 00 GMT

Neben den Vorhersagen liegen für diesen Zeitraum Simulationen mit Niederschlagsfeldern aus interpoliertem Stationsniederschlag und aus der Q-Z/R-Beziehung vor. Die Ergebnisse der Abflusssimulationen sind in den Abbildungen 6.17 und 6.18 dargestellt. Dabei muss bedacht werden, dass bei den Simulationen mit Radar- und Stationsniederschlag der berechnete Abfluss zu jedem Zeitschritt des hydrologischen Modells an Teileinzugsgebietseinlässen durch beobachtete Daten ersetzt wird. Dies kann bei Vorhersagen aufgrund der fehlenden Datenbasis nicht durchgeführt werden. In Tab. 6.8 sind für das Ereignis 17.-22.06.2001 die maximal vorhergesagten Abflüsse aus sechs Simulationen dargestellt.

Wie schon in den Abb. 6.17 und 6.18 fällt dabei auf, dass

- die Vorhersage mit den auf der Basis des Augusthochwassers 2005 ermittelten Einstellungen insgesamt gute Ergebnisse zeigt,
- sich die Vorhersage mit dem zeitlichen Herankommen an das beobachtete Abflussereignis nicht zwangsläufig verbessert und

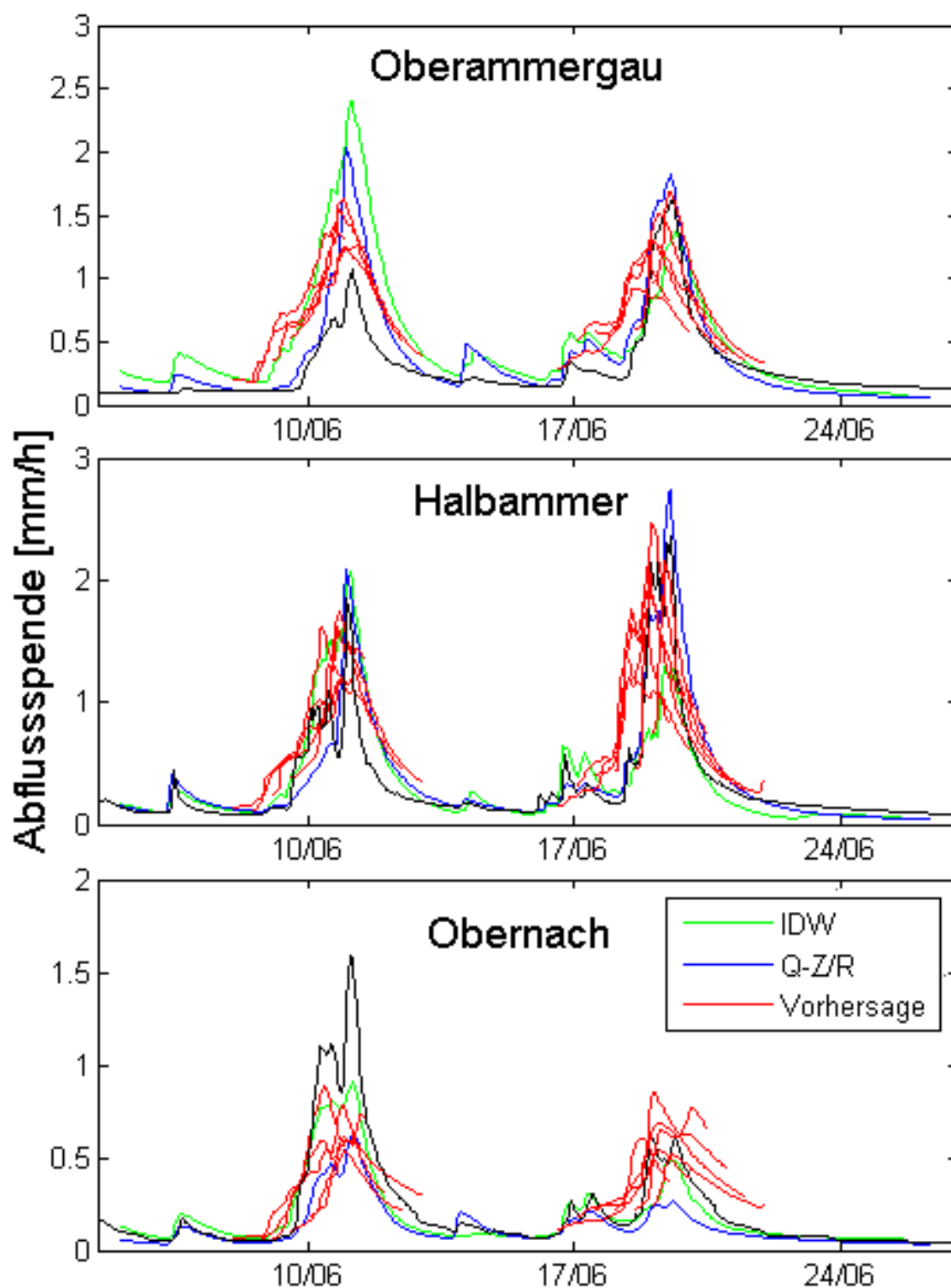


Abbildung 6.17: Ergebnis von elf Abflussvorhersagen im Juni 2001 und Vergleich zu Simulationen mit Stationsniederschlag (IDW), Radardaten (Q-Z/R-Beziehung) und Beobachtung (schwarz) für die Ursprungsgebiete des Ammer-EZG.

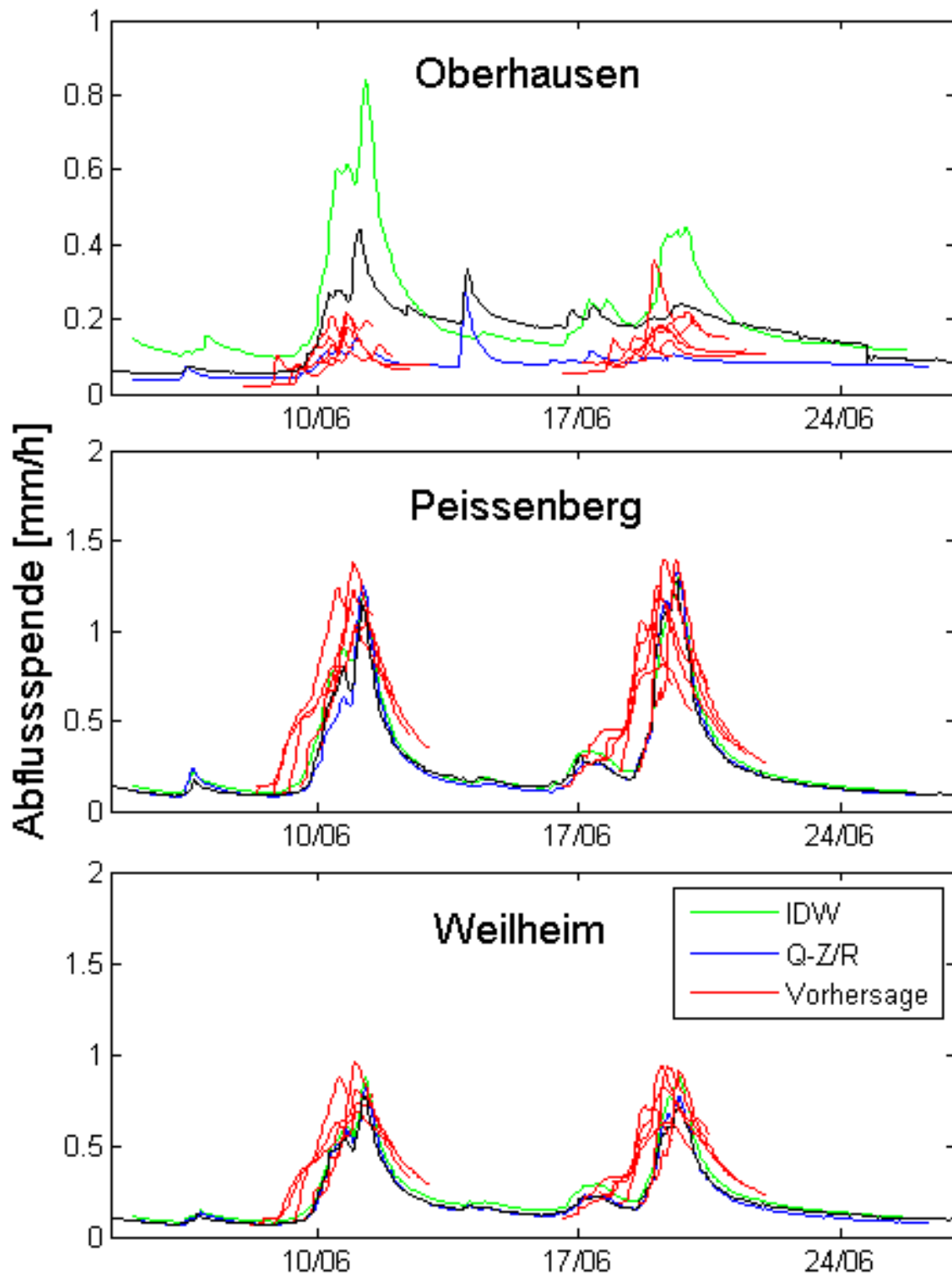


Abbildung 6.18: Ergebnis von elf Abflussvorhersagen im Juni 2001 und Vergleich zu Simulationen mit Stationsniederschlag (IDW), Radarniederschlagsfeldern (Q-Z/R) und Beobachtung (schwarz).

Tabelle 6.8: Maximaler mit dem gekoppelten Vorhersagesystem simulierter Abfluss [m^3/s] und Vergleich mit beobachteten Daten sowie WaSiM-Simulationen auf Basis von interpolierten Stations- und Radardaten.

Initialisierung Juni 2001	Ober- ammergau	Halb- ammer	Obernach	Ober- hausen	Peißen- berg	Weilheim
16 12 Uhr	37.6	21.6	7.0	5.0	85.8	121.3
17 00 Uhr	29.1	14.6	6.3	5.8	66.0	106.5
17 12 Uhr	40.7	23.9	8.9	6.7	96.6	139.1
18 00 Uhr	41.7	26.1	9.9	11.7	101.9	159.2
18 12 Uhr	47.8	30.1	7.6	6.0	113.5	158.2
19 00 Uhr	53.5	26.3	6.0	4.7	113.3	153.4
Beobachtung	51.1	28.9	7.3	7.8	104.4	122.0
Q-Z/R	52.7	33.4	3.4	4.6	110.3	130.3
IDW	43.2	15.8	5.9	14.5	106.1	148.3

- die Abflussvorhersagen in den Teileinzugsgebieten Obernach und Oberhausen ähnliche Probleme wie die Simulationen mit beobachteten meteorologischen Daten aufweisen.

Die Verbesserung der hydrologischen Modellierung könnte für das Einzugsgebiet Oberhausen durch die Implementierung eines Seemodells erreicht werden. Daneben könnten im Lindertal (EZG Oberammergau) zur Untersuchung der Karstgänge Tracerversuche durchgeführt werden, um die Eingangsdatenlage zu verbessern.

Die in diesem Kapitel gezeigten, mit dem gekoppelten Vorhersagesystem berechneten Abflüsse lassen die folgenden Schlüsse zu:

- Mit dem gekoppelten Modellsystem können Extremereignisse simuliert werden, und
- es kann ein wirksames Werkzeug zur 48-stündlichen Vorwarnung und Alarmierung im Hochwasserfall sein, aber
- der Zeitpunkt des maximalen Abflusses ist nicht sicher vorhersagbar, und
- die gekoppelte Vorhersage liefert keine zentimetergenauen Pegelstände, die z.B. für Dambruch- oder Überflutungsszenarien genutzt werden können.

7 Fazit und Ausblick

Extremhochwasser treffen die Ursprungsgebiete in den Alpen und im Alpenvorland immer häufiger. Innerhalb der letzten zehn Jahre sind z.B. an Pegeln im Ammer- und Loisacheinzugsgebiet zwei 100-jährige Hochwasserereignisse beobachtet worden. Aufgrund der hohen dadurch entstehenden wirtschaftlichen Schäden kommt es zur verstärkten Nachfrage nach Hochwasserfrühwarnsystemen, die aus einer Wettervorhersage und der daran gekoppelten Abflussmodellierung bestehen können.

Die hydrologische Abflussmodellierung ist seit jeher mit dem Problem der Abschätzung von räumlich und zeitlich differenzierten Niederschlagsfeldern beschäftigt, die die wichtigsten Eingangsdaten darstellen. Die Interpolation von Stationsdaten kann in Abhängigkeit von Stationsdichte und eingesetztem Verfahren zu unterschiedlich großen Gebietsniederschlägen und dessen räumlicher Verteilung führen (NEUMANN 2005). Dies wirkt sich wiederum auf die Kalibrierung der empirischen Parameter des hydrologischen Modells aus. Radarniederschlagsdaten liefern genauere Niederschlagsmuster bei gleichzeitig schwerer Quantifizierbarkeit der Daten. Zur Korrektur werden daher häufig Stationsniederschlagsdaten herangezogen, deren Repräsentativität für die Fläche der zugehörigen Radarpixel jedoch zweifelhaft ist. In der vorliegenden Arbeit wurden zwei Ziele umgesetzt:

1. Ableitung einer robusten Q-Z/R-Beziehung für hydrologische Simulationen unter Verwendung gemessener Abflussdaten
2. Aufbau und Test eines gekoppelten Abflussvorhersagesystems.

Für die Arbeiten wurde das Ammereinzugsgebiet ausgewählt, in dem bereits in den Arbeiten von MAYR (2004), KRAUSE (2003) und TASCHNER (2003) hydrologische Simulationen durchgeführt worden sind. Das EZG zeichnet sich durch seinen alpinen/voralpinen Charakter aus. Der modellierte Teil umfasst eine Fläche von 610 km^2 .

7.1 Ableitung einer Q-Z/R-Beziehung

Im ersten Teil der Arbeit wurde die Kalibrierung einer Q-Z/R-Beziehung zur Berechnung räumlich und zeitlich hochaufgelöster Niederschlagsfelder aus Radarreflektivitätswerten beschrieben. Der neue Ansatz war hierbei die Nutzung des gemessenen Abflusses und dessen zeitliche und räumliche Disaggregation durch die Verwendung des hydrologischen Wasserhaushaltssimulationsmodells WaSiM (SCHULLA 1997). Die radardatengetriebenen Simulationen wurden über den dreimonatigen Zeitraum im Sommer 2001 durchgeführt. Bei der Kalibrierung des hydrologischen Modells wurde auf ein automatisiertes Kalibrierverfahren verzichtet, um die Parameterfindung nicht durch Effekte der Interpolation von Niederschlagsstationsmessungen zu beeinträchtigen.

Die am MOHp gemessenen Radarrohdaten (*precipitation scan*) wurden über eine dreimonatige Niederschlagssummenbildung qualitätskontrolliert. Dadurch konnten durch Festkörperreflexion beeinträchtigte Pixel und Abschattungsbereiche identifiziert und weitgehend beseitigt werden. Nach der Georeferenzierung der Daten wurden mit einer verfeinerten, dreiteiligen Z/R-Beziehung stündliche Niederschlagssummen berechnet und zur Verwendung für die hydrologischen Simulationen vorbereitet.

Die Kalibrierung der dreiteiligen Q-Z/R-Beziehung wurde durch die Maximierung des Nash-Sutcliffe-Kriteriums aus beobachteten und simulierten Abflüssen an fünf Oberflächenpegeln erreicht und resultierte in (siehe Tab. 5.2):

$$\begin{aligned} Z &= 104 R^{1.48} && < 36 \text{ dBZ} \\ Z &= 131 R^{1.57} && 36 \dots 44.5 \text{ dBZ} \\ Z &= 73 R^{1.63} && > 44.5 \text{ dBZ} \end{aligned}$$

Dabei wurden die beiden Grenzen zwischen den Teilbeziehungen sowie die Faktoren a und Exponenten b der Teilbeziehungen gefittet. Es wurden immer zwei Parameter, zuerst die Grenzen und daran anschließend die Parameter der Teilbeziehungen, gleichzeitig kalibriert.

Für die auf Radarniederschlagsdaten basierende hydrologische Modellierung war im Vergleich zur Standardbeziehung des DWD $Z = 256R^{1.42}$ bereits die Verfeinerung der einteiligen Z/R-Beziehung in mehrere Unterbereiche nach RADOLAN (2004) ein großer Schritt.

Die daraus abgeleitete dreiteilige Q-Z/R-Beziehung hat über einen dreimonatigen Zeitraum die besten Abflusssimulationen gezeigt.

Die Validierung der Q-Z/R-Beziehung fand über den Vergleich von so berechneten Radarniederschlagssummen mit 11 Stationsbeobachtungen statt. Dabei haben sich die Ergebnisse der Abflussmodellierung bestätigt: Die Unterschätzung der bis dahin am DWD eingesetzten Z/R-Beziehungen wurde minimiert. Es musste jedoch festgestellt werden, dass auch mit der Q-Z/R-Beziehung hohe Stundenniederschlagssummen unterschätzt werden. Dies könnte auf Abschattungseffekte von Niederschlagsfeldern zurückzuführen sein.

Die Aneichung von Radarniederschlagsdaten an Stationsmessungen kann nur durchgeführt werden, wenn eine minimale Niederschlagssumme (1 mm/h) beobachtet wird, da sonst sehr große Korrekturfaktoren oder -differenzen resultieren können. Diese Limitierung kann mit der Kalibrierung einer Q-Z/R-Beziehung umgangen werden. Daneben muss bei den Aneichungsverfahren die Repräsentativitätsproblematik der Punktdaten für die Fläche berücksichtigt werden.

Ein Vergleich der mit der Q-Z/R-Beziehung berechneten und aus Stationsdaten interpolierten Niederschlagsfelder für das Ammer-EZG hat die Schwächen der Stationsinterpolation im Alpenvorland und im alpinen Raum aufgezeigt. Stationsmessungen am MOHp und in Bad Kohlgrub, die sich jeweils bei Nordanströmung in Staulagen befinden, führen zu einer Überschätzung des interpolierten Niederschlags im Alpenvorland.

Es konnte erstmals gezeigt werden, dass Radardaten auch über einen längeren, dreimonatigen Zeitraum für hydrologische Simulationen verwendbar sind. Dazu bedarf es jedoch eines großen zeitlichen Aufwandes, um einzugsgebietspezifisch die Fehlerquellen von Radardaten zu untersuchen und bestmöglich zu reduzieren. Die hier für das Ammer-einzugsgebiet und das Radargerät am MOHp gefittete Q-Z/R-Beziehung ist nicht ohne Nachkalibrierung auf andere Radargeräte und Einzugsgebiete übertragbar, kann jedoch eine einfache Methode der Ableitung von Niederschlagsfeldern für die hydrologische Modellierung darstellen.

Nachdem die Anwendbarkeit von WaSiM auf Basis von interpolierten Stationsniederschlagsdaten und Radarniederschlagsfeldern auf den alpinen und voralpinen Raum gezeigt werden konnte, stand damit durch die Kopplung an ein meteorologisches Modell der Weg zur Abflussvorhersage offen.

7.2 Gekoppelte Abflussmodellierung

Die Realisation eines gekoppelten Modellsystems, bestehend aus dem meteorologischen Modell Weather Research and Forecast (WRF) und dem Wasserhaushalts-Simulations-Modell WaSiM, wurde in einer Ein-Wege-Strategie umgesetzt. Dazu wurde ein Kopplungsmodul programmiert, das den operationellen Einsatz des Modellsystems ermöglicht.

Die auf Daten des abflussschwachen Sommers 2001 durchgeführte Kalibrierung des hydrologischen Modells hat sich für die Hochwassersimulation als nicht geeignet herausgestellt, so dass eine Neukalibrierung über drei Monate im Sommer 2005 durchgeführt wurde. Teil dieses Zeitraumes war das Auguthochwasser 2005. Dazu konnte ein im Ammer-EZG aufgebautes meteorologisches Verdichtungsmessnetz genutzt werden, das aus sechs Niederschlagsstationen sowie drei Stationen zur Messung von Temperatur und relativer Feuchte bestand. Die daraus gewonnenen Daten konnten ebenfalls zur Evaluierung der Wettervorhersage eingesetzt werden.

Die Wettervorhersage für das Auguthochwasser 2005 wurde auf die Auswirkungen der Verwendung von GFS-Analyse- und Vorhersagedaten, auf unterschiedlich generierte Höhenmodelle, horizontale Modellauflösung, sowie fünf unterschiedliche Parametrisierungskombinationen (planetarische Grenzschicht, grid- und subgridskaliger Niederschlag sowie Stoff- und Energieaustausch zwischen Boden und Atmosphäre) untersucht. Dabei hat sich herausgestellt, dass sich die Niederschlagsmuster der Wettervorhersage und die Muster der daraus abgeleiteten Fehlermaße durch die Verwendung von Analyse- und Vorhersagedaten ähneln. Unterschiede konnten jedoch in der absoluten Gebietsniederschlagsmenge festgestellt werden, bei der die Qualität der Analysedaten besser war. Die Untersuchung der horizontalen Auflösung der Wettervorhersage hat eine Verbesserung von $54 \times 54 \text{ km}^2$ (Domain d01) über $18 \times 18 \text{ km}^2$ (d02) bis zur Auflösung von $6 \times 6 \text{ km}^2$ (d03) für die Temperatur- und Niederschlagsvorhersage ergeben. Die im Domain d04 ($2 \times 2 \text{ km}^2$) festgestellte Unterschätzung des Niederschlages wird auf die Parametrisierungen von subskaligen Prozessen bei hoher räumlicher Auflösung und auf die Domaingröße mit 43×43 Gridpunkten zurückgeführt, bei der die ablaufenden physikalischen Prozesse durch das Nudging (Interpolation) über 5 Randgridzellen zu Domain d03 gestört werden.

Zur Untersuchung der Vorwarnzeit vor Hochwasserereignissen wurden zwölfstündlich

Vorhersagen bis 72 Stunden vor Erreichen der maximalen Pegelstände durchgeführt. Es konnte gezeigt werden, dass die Wetter- und Abflussvorhersage eine 48-stündige Vorwarnung ermöglicht. Sie ist jedoch keine zeitlich genaue Vorhersage und ermöglicht nicht die zentimetergenaue Pegelstandsvorhersage.

Die große Anzahl der durchgeführten meteorologischen Simulationen würde sich bei der Abflussvorhersage für eine *ensemble*-Strategie anbieten: Jede Wettervorhersage liefert vier Modellauflösungen in fünf unterschiedlichen Parametrisierungskombinationen, damit könnten durch die Verschiebung der meteorologischen Felder in vier Himmelsrichtungen um die horizontale Modellauflösung 100 Eingangsdatensätze für WaSiM und damit für die Abflusssimulation genutzt werden. Aus den vorausgegangenen Untersuchungen der Wettervorhersage ist in drei der vier Domains eine Unterschätzung des vorhergesagten Niederschlags festgestellt worden. Dies führt erwartungsgemäß zu einer Unterschätzung des vorhergesagten Abflusses. Auch die Verschiebung der meteorologischen Felder um die horizontale Domainauflösung erscheint nicht sinnvoll. Die Verbesserung der Modellauflösung von WRF wird durchgeführt, um lokale Prozesse wie Berg-Talwindssysteme besser auflösen zu können. Dazu konträr ist das Verschieben der meteorologischen Felder, bei dem die ablaufenden physikalischen Prozesse vernachlässigt werden. Gerade bei *Vb*-Wetterlagen mit Nordanströmung am Alpenrand weist der Niederschlag einen starken Gradienten aus den Alpen zum Alpenvorland auf. So wurden im Zeitraum 21.-23.08. in Diessen am Ammersee 103 *mm* und in Ettal 199 *mm* Niederschlag beobachtet. Damit führt eine Verschiebung auf der Achse N-S zu einer Skalierung des Gebietsniederschlags im Ammer-EZG.

Daher kann die Strategie der *ensembles* mit allen verfügbaren Abflussvorhersagen nicht empfohlen werden, sondern es wird vielmehr die Suche nach den besten Modelleinstellungen empfohlen.

Die hier gezeigten Ergebnisse basieren auf den Daten des Augusthochwassers 2005. Die Übertragung der auf dieser Basis gefundenen besten Modelleinstellungen auf elf Wetter- und Abflussvorhersagen (zwei Ereignisse) im Juni 2001 hat gute Ergebnisse gezeigt. Da jedoch eine Jahreszeitenabhängigkeit der Parametrisierungen bestehen kann, ist die Erweiterung der Anzahl von Abflussereignissen, z.B. durch die Operationalisierung der Abflussvorhersage, erstrebenswert. Durchgeführt werden sollten die Wettervorhersagen mit dem DHM, bei dem die Berg- und Talstrukturen bestmöglich erhalten blei-

ben, und den Parametrisierungen nach LIN et al. (gridskaliger Niederschlag), GRELL-DEVENYI-ENSEMBLE (subgridskaliger Niederschlag), MELLOR-YAMADA-JANJIC (PBL) und MONIN-Obukhov-JANJIC (Austausch Erdoberfläche-Atmosphäre), die zu den besten Ergebnissen in der Hochwasservorhersage geführt haben. Zusätzlich können dann im Ereignisfall andere Parametrisierungen getestet werden, um die optimalen Modelleinstellungen zu ermitteln. Die Verwendung eines Datenassimilationsschemas ermöglicht die Einbeziehung von Beobachtungsdaten (z.B. aus Radiosondenaufstiegen) bei der Berechnung des Initialzustandes an den Gridzellen im ersten Domain der Wettervorhersage. Durch diese zusätzliche Datenquelle neben den Anfangswerten aus dem globalen Wettervorhersagemodell kann dem Anfangswertproblem der Wettervorhersage entgegengewirkt werden.

Im Bereich der hydrologischen Modellierung ist die Implementierung eines Seemodells in WaSiM zur Verbesserung der Simulationen am Pegel Oberhausen erstrebenswert.

Zusammenfassend hat die Studie gezeigt, dass eine aus Abflussbeobachtungen und hydrologischer Modellierung abgeleitete Q-Z/R-Beziehung zur besseren Quantifizierung des flächendifferenzierten Niederschlages genutzt werden kann. Umgekehrt konnte gezeigt werden, dass Radardaten über einen dreimonatigen Zeitraum sinnvolle Niederschlags-eingangsdaten für die hydrologische Modellierung liefern können.

Gekoppelte Meteorologie-Hydrologie-Simulationssysteme können zur Hochwasservorhersage im Ammer-Einzugsgebiet eingesetzt werden und bilden dabei eine Möglichkeit zur verbesserten 48-stündlichen Vorwarnung.

8 Literaturverzeichnis

- [1] ALLEN, R.J. & DEGAETANO, A.T. (2005): *Considerations for the use of radar-derived precipitation estimates in determining return intervals for extreme areal precipitation amounts*, Journal of Hydrology, 315, pp. 203-219.
- [2] ALPERT, J.C., KANAMITSU, M., CAPLAN, P.M., SELA, J.G., WHITE, G.H., KALNAY, E. (1988): *Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range model*, Preprints of the Eighth Conference on Numerical Weather Prediction, Baltimore, MD, American Meteorological Society, pp. 726-733.
- [3] ANIOL, R. (1975): *Mittlere, wetterlagenabhängige Z/R-Beziehungen für Hohenpeißenberg*, Meteorol. Rdsch. 28, pp. 88-93.
- [4] ANIOL, R., RIEDL, J., DIERINGER, M. (1980): *Über kleinräumige und zeitliche Variationen der Niederschlagsintensität*, Meteorol. Rdsch. 33, pp. 50-56.
- [5] BATTAN, L.J. (1973): *Radar Observation of the Atmosphere*, The University of Chicago Press.
- [6] BAYERISCHER KLIMAFORSCHUNGSVERBUND BAYFORKLIM (1996): *Klimaatlas von Bayern*, München.
- [7] BERGSTRÖM, S. (1976): *Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments*, Bulletin Series, A(52), University of Lund.
- [8] BETTS, A.K., MILLER, M.J. (1986): *A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets*, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112, pp. 693-709.
- [9] BEVEN, K.J. (2001): *Rainfall-runoff modelling: the Primer*, Wiley, Chichester, 360 p.

- [10] BRUTSAERT, W. (1982): *Evaporation into the atmosphere*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 299 p.
- [11] CHEN, F. & J. DUDHIA (2001): *Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity*, Mon. Wea. Rev., 129, pp. 569-585.
- [12] CHENG, W.Y.Y. & STEENBURGH, W.J. (2005): *Evaluation of surface sensible weather forecasts by the WRF and the Eta models over the Western United States*, Weather and Forecasting, 20(5), pp. 812-821.
- [13] DOBEN, K. & FRANK, H. (1983): *Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 8333 Murnau*, GLA, München, 151 p.
- [14] DOELLING, I.G., JOSS, J., RIEDL, J. (1998): *Systematic variations of Z-R-relationships from drop size distributions measured in northern Germany during seven years*, Atmospheric Research, 47-48, pp. 635-649.
- [15] DONE, J., DAVIS, C.A., WEISMAN, M. (2004): *The next generation of NWP: explicit forecasts of convection using the weather research and forecasting (WRF) model*, Atmospheric Science Letters, 5(6), pp. 110-117.
- [16] DUCROCQ, V., RICARD, D., LAFORE, J.P., ORAIN, F. (2002): *Storm-scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipitating Events over France: On the Importance of the Initial Humidity Field*, Weather and Forecasting, 17, pp. 1236-1256.
- [17] DUDHIA, J. (1989): *Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model*, J. Atmos. Sci., 46, pp. 3077-3107.
- [18] DYCK, S. (1983): *Angewandte Hydrologie. Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete*, Verlag für Bauwesen, Berlin, 544 p.
- [19] DYCK, S. & PESCHKE, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*, Verlag für Bauwesen, Berlin, 536 pp.
- [20] EHRET, U. (2002): *Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar*, Dissertation an der Universität Stuttgart, 211 pp.

- [21] FETZER, K.D., GROTTENTHALER, W., HOFMANN, B., JERZ, H., RÜCKERT, G., SCHMIDT, F., WITTMANN, O. (1986): *Erläuterungen zur standortkundlichen Bodenkarte von Bayern , München-Augsburg und Umgebung*, GLA, München, 396 p.
- [22] FREI, C., DAVIES, H.C., GURTZ, J., SCHÄR, C. (2000): *Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe*, Integrated Assessment, 1, pp. 281-299.
- [23] GALLUS, W.A. & SEGAL, M. (2004): *Does increased predicted warm-season rainfall indicate enhanced likelihood of rain occurrence?*, Weather and Forecast, 19(6), pp. 1127-1135.
- [24] GEIGER, R., ROBERT, H.A. & TODHUNTER, P. (1995): *The Climate Near the Ground*, Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft, Braunschweig, 528 p.
- [25] GERMANN, U. (1999): *Radome attenuation - a serious limiting factor for quantitative radar measurements?*, Meteo. Z., 8, pp. 85-90.
- [26] GOURLEY, J.J. & VIEUX, B.E. (2006): *A method for identifying sources of model uncertainty in rainfall-runoff simulations*, Journal of Hydrology, In Press, Corrected Proof, Available online 20 February 2006.
- [27] GREEN, W.H. & AMPT, G.A. (1911): *Studies on Soil Physics: I. The flow of air and water through soils*, Journal of Agricultural Sciences, 4, pp. 1-24.
- [28] GRECU, M. & KRAJEWSKI, W.F. (2000): *A large-sample investigation of statistical procedures for radarbased short-term quantitative precipitation forecasting*, Journal of Hydrology, 239, pp. 69-84.
- [29] GRELL, G.A., PECKHAM, S.E., SCHMITZ, R., MCKEEN, S.A., FROST, G., SKAMAROCK, W.C., EDERE, B. (2005): *Fully coupled online chemistry within the WRF model*, Atmospheric Environment, 39, pp. 6957-6975.
- [30] GRELL, G.A. & DEVENYI, D. (2002): *A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques*, Geophysical Research Letters, 29(14), 1693.

- [31] GUNN, R. & KINZER, G.D. (1949): *The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air*, Meteorology, 6, pp. 243-248.
- [32] GURTZ, J., BALTENSWEILER, A., LANG, H. (1999): *Spatially distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins*, Hydrol. Process., 13, pp. 2751-2768.
- [33] HAASE, G., CREWELL, S., SIMMER, C., WERGEN, W. (2000): *Assimilation of Radar Data in Mesoscale Models: Physical Initialization and Latent Heat Nudging*, Phys. Chem. Earth (B), 25(10-12), pp. 1237-1242.
- [34] HAGEN, A., MCNAUGHTON, K.G., JACOBS, A.F.G. (1997): *A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities*, Hydrology and Earth System Sciences, 1(1), pp. 81-91.
- [35] HECKL, A. (2006): *Hydrologische Modellierung des Einzugsgebietes Oberer Jordan mit WaSiM-ETH auf Basis gemessener und modellierter Klimadaten*, Diplomarbeit an der Universität Augsburg, 114 p.
- [36] HIRAYAMA, D., FUJITA, M., NAKATSUGAWA, M. (1997): *The identification of optimum Z-R relation based on runoff analysis*, in: BRAGA, B.J. & MASSAMBANI, O.: *Weather radar technologies for water resources management*, IRT-CUD/University of Sao Paulo, Brazil and IHP-UNESCO, 1997.
- [37] HONG, S.Y. & PAN, H.L. (1996): *Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model*, Mon. Wea. Rev., 124, pp. 2322-2339.
- [38] HONG, S.Y. (1999): *New global orography data sets*, NCEP Office Note 424.
- [39] HOHTI, H., KOISTINEN, J., NURMI, P., SALTIKOFF, E., HOLMLUND, K. (2000): *Precipitation Nowcasting Using Radar-Derived Atmospheric Motion Vectors*, Phys. Chem Earth (B), 25(10-12), pp. 1323-1327.
- [40] IPCC (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, www.ipcc.ch, 881 p.

- [41] JACOBSON, M.Z. (2005): *Fundamentals of Atmospheric Modeling*, Cambridge University Press, 813 p.
- [42] JAMESON, A.R. & KOSTINSKI, A.B. (2005): *Reply to comments by Zhen-Jia Wu and Ali Tokay on 'Spurious power-law relations among rainfall and radar parameters' (July B 2002, 128, 2045-2058)*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 131, pp. 385-386.
- [43] JANJIC, Z.I. (1994): *The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes*, Mon. Wea. Rev., 122, pp. 927-945.
- [44] JASPER, K., KAUFMANN, P. (2003): *Coupled runoff simulations as validation tools for atmospheric models at the regional scale*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129, pp. 673-692.
- [45] JASPER, K., GURTZ, J., LANG, H. (2002): *Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model*, Journal of Hydrology, 267, pp. 40-52.
- [46] JERZ, H. & LEMCKE, K. (1998): *Geologie von Bayern, Band 2: Das Eiszeitalter in Bayern. Erdgeschichte - Gesteine - Wasser - Boden*, Schweizerbart Verlag, Stuttgart, 243 p.
- [47] JOHNSON, D., SMITH, M., KOREN, V., FINNERTY, B. (1999): *Comparing mean areal precipitation estimates from NEXRAD and rain gauge networks*, Journal of Hydrologic Engineering, 4(2), pp. 117-124.
- [48] JORDAN, P., SEED, A., AUSTIN, G. (2000): *Sampling errors in radar estimates of rainfall*, Journal of Geophysical Research, 105, D2, pp. 2247-2257.
- [49] JOSS, J. & GERMANN, U. (2000): *Solutions and problems when applying qualitative and quantitative information from weather radar*, Phys. Chem. Earth (B), 25 (10-12), pp. 837-841.
- [50] JUNG, G. (2006): *Regional Climate Change and the Impact on Hydrology in the Volta Basin of West Africa*, Dissertation an der Universität Augsburg, 147 pp.

- [51] KAIN, J.S., FRITSCH, J.M. (1993): *Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models*, Meteor. Monogr., 24, Amer. Meteor. Soc., pp. 165-170.
- [52] KALNAY, E. (2003): *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*, Cambridge University Press, 341 p.
- [53] KLEMP, J.B. & WILHELMSON, R. (1978): *Numerical solution of hydrostatic mountain waves*, J. Atmos. Sci., 35, pp. 1070-1096.
- [54] KNOCHE, R., FORKEL, R., KUNSTMANN, H. (2003): *Regionale Klimasimulationen für Süddeutschland und den Alpenraum*, Beiträge zum Tag der Hydrologie, Freiburg i.Br., pp. 11-18.
- [55] KOREN, V.I., FINNERTY, B.D., SCHAAKE, J.C., SMITH, M.B., SEO, D.J., DUAN Q.Y. (1999): *Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation*, Journal of Hydrology, 217, pp. 285-302.
- [56] KRAUSE, J. (2003): *Inverse hydrologische Modellierung für das Einzugsgebiet der Ammer mittels WaSiM-ETH und PEST*, Diplomarbeit an der Universität Trier, 135 p.
- [57] KRAUSE, P., BOYLE, D. P., BÄSE, F. (2005): *Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment*, Advances in Geosciences, 5, pp. 89-97.
- [58] KRUGER, A., LAWRENCE, B., DRAGUT, E.C. (2006): *Building a terabyte NEXRAD radar database for hydrometeorology research*, Computers & Geosciences, 32, pp. 247-258.
- [59] KUHNERT, C. (1967): *Erläuterungen zur Geologischen Karte Bayern 1:25000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau*, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 128 p.
- [60] KUO, Y.-H., BRESCH, J., CHENG, M.-D., KAIN, J.S., PARSONS, D.B., TAO, W.-K., ZHANG, D.-L. (1997): *Summary of a mini-workshop on Cumulus Parameterization for Mesoscale Models*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, pp. 475-491.

- [61] KUNSTMANN, H., KRAUSE, J., MAYR, S. (2006): *Inverse distributed hydrological modelling of Alpine catchments*, Hydrology and Earth System Sciences, 10, pp. 395-412.
- [62] KUNSTMANN, H. & STADLER, C. (2005): *High resolution distributed atmospheric-hydrological modelling for Alpine catchments*, Journal of Hydrology, 314, pp. 105-124.
- [63] KUNSTMANN, H. SCHNEIDER, K., FORKEL, R., KNOCH, R. (2004): *Impact analysis of climate change for an Alpine catchment using high resolution dynamic downscaling of ECHAM4 time slices*, Hydrology and Earth System Sciences, 8(6), pp. 1030-1044.
- [64] LANGE, J., WAGNER, A., TETZLAFF, D. (2003): *Hochwassersimulation in kleinen Einzugsgebieten: Eignung von Niederschlagsradar und Auswirkung versiegelter Flächen*, Beiträge zum Tag der Hydrologie, Freiburg i.Br., pp. 123-130.
- [65] LANZINGER, E. (2005): *Niederschlagsmessung und Datenbereitstellung*, in: KLEEBERG, H.B. (Hrsg), *Niederschlag - Input für hydrologische Berechnungen*, Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (09.05), pp. 9-20.
- [66] LAPRISE, R. (1992): *The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable*, Mon. Wea. Rev., 120, pp. 197-207.
- [67] LI, P.W. & LAI, E.S.T. (2004): *Short-range quantitative precipitation forecasting in Hong Kong*, Journal of Hydrology, 288, pp. 189-209.
- [68] LIGDA, M.G. (1953): *The horizontal motion of small precipitation areas as observed by radar*, MIT Tech. Report 21, Dept. of Meteorology, Cambridge, MA, 60 p.
- [69] LINDSTRÖM, G., JOHANSSON, B., PERSSON, M., GARDELIN, M., BERGSTRÖM, S. (1997): *Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model*, J. Hydrol., 201, pp. 272-288.
- [70] LUDWIG, R. (2000): *Die flächenverteilte Modellierung von Wasserhaushalt und Abflussbildung im Einzugsgebiet der Ammer*, Münchener Geographische Abhandlungen, 32, 173 p.

- [71] MARSHALL, J.S. & PALMER, W.M. (1948): *The distribution of raindrops with size*, J. Meteor., 5, pp. 165-166.
- [72] MAYR, S. (2004): *Inverse flächendifferenzierte hydrologische Modellierung des Ammer-Einzugsgebietes mittels Kombination von Grund- und Oberflächenwasserdaten*, Diplomarbeit an der Universität Augsburg, 132 p.
- [73] MCGUFFIE, K. & HENDERSON-SELLERS, A. (2001): *Forty Years Of Numerical Climate Modelling*, Int. J. Climatol, 21, pp. 1067-1109.
- [74] MARTIN, N. (2005): *Development of a water balance for the Atankwidi catchment, West Africa - A case study of groundwater recharge in a semi-arid climate*, Dissertation an der Universität Göttingen, 109 p.
- [75] MCBRIDE, J.L. & EBERT, E.E. (1997): *Verification of Quantitative Precipitation Forecasts from Operational Numerical Weather Prediction Models over Australia*, Weather and Forecasting, 15(1), pp. 103-121.
- [76] MITTERMAIER, M.P., HOGAN, R.J., ILLINGWORTH, A.J. (2004): *Using mesoscale model winds for correcting wind drift errors in radar estimates of surface rainfall*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 130, pp. 2105-2123.
- [77] MECKLENBURG, S., JOSS, J., SCHMID, W. (2000): *Improving the nowcasting of precipitation in an Alpine region with an enhanced radar echo tracking algorithm*, Journal of Hydrology, 239, pp. 46-68.
- [78] MEISCHNER, P. (Hrsg., 2004): *Weather Radar: Principles and Advanced Applications*, Vol. XVII of Physics of Earth and Space Environment, Springer-Verlag, 337 pp.
- [79] MELLOR, G. L. & YAMADA, T. (1982): *Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems*, Rev. Geophys. Space Phys., 20, pp. 851-875.
- [80] MENZEL, L. (1997): *Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre*, Züricher Geographische Schriften, 67, 130 p.

- [81] MLADEK, R., BARCKICKE, J., BINDER, P., BOUGEALT, P., BRZOVIC, N., FREI, C., GELEYN, J.F., HOFFMAN, J., OTT, W., PACCAGNELLA, T., PATRUNO, P., POTTIER, P., ROSSA, A. (2000): *Intercomparison and Evaluation of Precipitation Forecasts for MAP Seasons 1995 and 1996*, Meteorol. Atmos. Phys., 72, pp. 111-129.
- [82] MLAWER, E.J., TAUBMAN, S.J., BROWN, P.D., IACONO, M.J., CLOUGH, S.A. (1997): *Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave*, J. Geophys. Res., 102(D14), pp. 663-682.
- [83] MONTEITH, M.P., HOGAN, R.J., ILLINGWORTH, A.J. (2004): *Using mesoscale model winds for correcting wind drift errors in radar estimates of surface rainfall*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society (130), pp. 2105-2123.
- [84] MONTEITH, J.L. (1975): *Vegetation and the atmosphere, Vol.1: Principles*, Academic Press, London.
- [85] MORIN, E., MADDUX, R. A. GOODRICH, D.C., SOROOSHIAN, S. (2005) *Radar Z-R Relationship for Summer Monsoon Storms in Arizona*, Weather and Forecasting, 20(4), pp. 672-679.
- [86] MÜNCHENER RÜCK (2005): *Topics Geo; Annual review: Natural catastrophes 2005*, 58 pp.
- [87] NASH, J.E & SUTCLIFFE I.V. (1970): *River flow forecasting through conceptual models, part 1 - a discussion of principles*, Journal of Hydrology, 10, pp. 282-290.
- [88] NCEP (2003): *The GFS Atmospheric Model*, NCEP Office Note 442, 14 p.
- [89] NEUMANN, R. (2005): *Stochastische hydrologische Simulationen*, Diplomarbeit an der FH Regensburg, 103 pp.
- [90] NIEHOFF, D. (2001): *Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala*, Dissertation an der Universität Potsdam, 144 p.
- [91] OKE, T.R. (1987): *Boundary Layer Climates*, Routledge, London, 435 p.

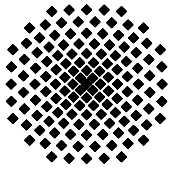
- [92] OVERLAND H. & KLEEBERG H.B. (1992): *Möglichkeiten der Abflußmodellierung unter Nutzung von Geoinformationssystemen*, Mitteilungen des Instituts für Wasserwesen der Universität der Bundeswehr München, 45.
- [93] PAN, H-L. & MAHRT, L. (1987): *Interaction between soil hydrology and boundary layer developments*, Boundary Layer Meteor., 38, pp. 185-202.
- [94] PARDE, M. (1960): *Les facteurs des régimes fluviaux*, Revue Norois Poitiers, 27.
- [95] PERISTERI, M. (1999): *Entwicklung von squall lines im Alpenvorland*, Dissertation der Fakultät für Physik der Ludwig-Maximilians-Universität München, 183 p.
- [96] PESCKE, G. (1977): *Ein zweistufiges Model der Infiltration von Regen in geschichtete Böden*, Acta hydrophysica, 22 (1), pp. 120-145.
- [97] PESCKE, G. (1987): *Soil Moisture and Runoff Components from a Physically Founded Approach*, Acta hydrophysica, 31 (3/4), pp. 191-205.
- [98] PICHLER, H. (1997): *Dynamik der Atmosphäre*, Spektrum Akademischer Verlag, 572 p.
- [99] PIELKE, R. A. (2002): *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, San Diego, 676 p.
- [100] PRUDHOMME, C., RENARD, N., CROOKS, S. (2002): *Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now?*, Hydro. Process., 16, pp. 1137-1150.
- [101] RADOLAN (2004): *Radar Online Adjustment*, Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Hydrometeorologie, http://www.dwd.de/de/wir/Geschaeftsfelder/Hydrometeorologie/...a_href_pages/RADOLAN/radolan-online.htm, 111 pp.
- [102] RAGHAVAN, S. (2003): *Radar Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 564 p.
- [103] RAHIMI, A.R., UPTON, G.J.G., HOLT, A.R. (2004): *Dual-frequency links - a complement to gauges and radar for the measurement of rain*, Journal of Hydrology, 288, pp. 3-12.

- [104] RANZI, R., BACCHI, B., GROSSI, G. (2003): *Runoff measurements and hydrological modelling for the estimation of rainfall volumes in an Alpine Basin*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society (129), pp. 653-672.
- [105] RAPHAEL (2000): *Runoff and Atmospheric Processes for Flood Hazard Forecasting and Control*, EU project ENV4-CT97-0552, 344 p.
- [106] RICHTER, D. (1995): *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers*, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 194, 93 p.
- [107] RICHTER, M. (1979): *Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal*, Bonner Geographische Abhandlungen, Ferd. Dümmlers Verlag, Bonn, 209 p.
- [108] RIEKEL, T (1983): *Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen im Flussgebiet der Ammer*, Dissertation, TU München, Fakultät für Chemie, Biologie und Geowissenschaften.
- [109] RIGON, R. & BERTOLDI, G. (2006): *GEOtop: A distributed Hydrological Model with Coupled Water- and Energy Budgets*, Journal of Hydrometeorology, 7(3), pp. 371-388.
- [110] RINEHART, R.E. (2004): *Radar for Meteorologists*, Rinehart Publications, 482 p.
- [111] SCHULLA, J. & JASPER, K. (2000): *Model Description WaSiM-ETH*, Zürich, 167 p.
- [112] SCHULLA, J. (1997): *Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen*, Züricher Geographische Schriften, 69, 161 p.
- [113] SCHWARZKOPF, M.D., FELS, S.B. (1991): *The simplified exchange method revisited: An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes*, J. Geophys. Res., 96, pp. 9075-9096.
- [114] SELA, J. (1980): *Spectral modeling at the National Meteorological Center*, Mon. Wea. Rev., 108, pp. 1279-1292.

- [115] SELTMANN, J. (1997): *Radarforschung im DWD: Vom Scan zum Produkt*, Promet, 26, pp. 32-42.
- [116] SHERMAN, L.K. (1932): *Stream flow from rainfall by the unit graph method*, Eng. News Rec., 108, pp. 501-505
- [117] SKAMAROCK, W.C., KLEMP, J.B., DUDHIA, J. (2001): *Prototypes For The WRF (WEATHER RESEARCH AND FORECASTING) Model*, www.mmm.ucar.edu/individual/skamarock/meso2001pp_wcs.pdf.
- [118] SKAMAROCK, W.C., KLEMP, J.B., DUDHIA, J., GILL, D.O., BARKER, D.M., WANG, W., POWERS, J.G. (2005): *A Description of the Advanced research WRF Version 2*, NCAR Technical Note 468, 88 p.
- [119] SMART, J.R., SHAW, B.L., MCCASLIN, P. (2004): *WRF SI V2.0: Nesting and Details of Terrain Processing*, 5th WRF / 14th MM5 Users Workshop, Boulder, June 22-25, 4 p.
- [120] SMITH, M.B., KORENA, V.I., ZHANGA, Z., REEDA, S.M., PANB, J.J., MOREDA, F. (2004): *Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data*, Journal of Hydrology, 298, pp. 267-286.
- [121] SMITH, K.T., AUSTIN, G.L. (2000): *Nowcasting precipitation - a proposal for a way forward*, Journal of Hydrology, 239, pp. 34-45.
- [122] STADLER, C. (2002): *Anwendung des hydrologischen flächendifferenzierten Wasserhaushaltsmodell WaSiM-ETH im Einzugsgebiet der Mangfall*, Diplomarbeit an der Universität Augsburg, 106 p.
- [123] STAUFFER, D. R., & SEAMAN, N. L. (1990): *Use of four-dimensional data assimilation in a limited area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic-scale data*, Mon. Wea. Rev., 118, pp. 1250-1277.
- [124] SODOUDI, S. (2004): *Verifikation der EZMW Niederschlagsprognose für den Iran*, Dissertation an der FU Berlin, 203 p.
- [125] SOKOL, Z. (2006): *Nowcasting of 1-h precipitation using radar and NWP data*, Journal of Hydrology, In Press, Corrected Proof, Available online 21 February 2006.

- [126] SOKOL, Z. (2003): *Utilization of regression models for rainfall estimates using radar-derived rainfall data and rain gauge data*, Journal of Hydrology, 278, pp. 144-152.
- [127] SUN, X., MEINA, R.G., KEENANA, T.D., ELLIOTTA, J.F. (2000): *Flood estimation using radar and raingauge data*, Journal of Hydrology, 239, pp. 4-18.
- [128] SUNDQVIST, H., BERGE, E. & KRISTJANSSON, J. E. (1989): *Condensation and cloud studies with mesoscale numerical weather prediction model*, Mon. Wea. Rev., 117, pp. 1641-1757.
- [129] TASCHNER, S. (2003): *Flood modelling in the Ammer watershed using coupled meteorological and hydrological models*, Dissertation, LMU München, Fakultät für Geowissenschaften, 158 pp.
- [130] TASCHNER, S., LUDWIG, R., MAUSER, W. (2001): *Multi-Scenario Flood Modeling in a Mountain Watershed Using Data from a NWP Model, Rain Radar and Rain Gauges*, Phys. Chem. Earth (B), 26(7/8), pp. 509-515.
- [131] TODINI, E. (1988): *Rainfall-Runoff modeling - Past, present and future*, Journal of Hydrology, 100, pp. 341-352.
- [132] VAN GENUCHTEN, M.T. (1976): *A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils*, Soil Sciences Society of America Journal, 44(5), pp. 892-898.
- [133] VERBUNT, M., GROOT ZWAAFTINK, M., GURTZ, J. (2005): *The hydrologic impact of land cover changes and hydropower stations in the Alpine Rhine basin*, Ecological Modelling, 187, pp. 71-84.
- [134] VIGNAL, B., GALLI, G., JOSS, J., GERMANN, U. (2000): *Three Methods to Determine Profiles of Reflectivity from Volumetric Radar Data to Correct Precipitation Estimates*, Journal of Applied Meteorology, 39(10), pp. 1715-1726.
- [135] WANG Y., LEUNG L. R., MCGREGOR J. L., LEE D.-K., WANG W.-C., DING Y. & KIMURA F. (2004): *Regional climate modeling: Progress, challenges and prospects*, Journal of the Meteorological Society of Japan, 82(6), pp. 1599-1628.

- [136] WEISMAN, M.L., SKAMAROCK, W.C., KLEMP, J.B. (1997) *The Resolution Dependence of Explicitly Modeled Convective Systems*, Monthly Weather Review, 125(4), pp. 527-548.
- [137] WILLMOTT, C.J., ACKLESON, S.G., DAVIS, R.E., FEDDEMA, J.J., KLINK, K.M., LEGATES, D.R., O'DONNELL, J., ROWE, C.M. (1985): *Statistics for the Evaluation and Comparison of Models*, Journal of Geophysical Research, 90(C5), pp. 8995-9005.
- [138] WMO (2002): *Standardised Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF)*, New Attachment II-9 to the Manual on the GDPS (WMO-No. 485), Volume I, 24 p.
- [139] WU, Z.J. & TOKAY, A. (2005): *Comments on 'Spurious power-law relations among rainfall and radar parameters' by A. R. Jameson and A. B. Kostinski (July B 2002, 128, 2045-2058)*, Q. J. R. Meteorol. Soc., 131, pp. 381-383.
- [140] WÜTHRICH, T. (2004): *Räumlich-zeitliche Niederschlagsvariabilität im westlichen Napfgebiet - Fallstudien 2003*, Diplomarbeit an der Universität Bern, 132 p.
- [141] YARNAL, B., LAKHTAKIA, M.N., YU, Z., WHITE, R.A., POLLARD, D., MILLER, D.A., LAPENTA, W.M. (2000): *A linked meteorological and hydrological model system: the Susquehanna River Basin Experiment SRBEX*, Global and Planetary Change, 25, pp. 149-161.
- [142] ZÄNGL, G. (2004): *The sensitivity of simulated orographic precipitation to model components other than cloud microphysics*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 130, pp. 1857-1875.
- [143] ZBINDEN, B. (2004): *Hagelklimatologie mit Radar- und Satellitendaten*, Diplomarbeit an der ETH Zürich, 80 p.
- [144] ZHAO, Q. Y. & CARR, F. H. (1997): *A prognostic cloud scheme for operational NWP models*, Mon. Wea. Rev., 125, pp. 1931-1953.



Institut für Wasserbau Universität Stuttgart

Pfaffenwaldring 61
70569 Stuttgart (Vaihingen)
Telefon (0711) 685 - 64717/64741/64752/64679
Telefax (0711) 685 - 67020 o. 64746 o. 64681
E-Mail: iws@iws.uni-stuttgart.de
<http://www.iws.uni-stuttgart.de>

Direktoren

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy
Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig
Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht

Vorstand (Stand 01.12.2006)

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. A. Bárdossy
Prof. Dr.-Ing. R. Helmig
Prof. Dr.-Ing. S. Wieprecht
Prof. Dr.-Ing. habil. B. Westrich
Jürgen Braun, PhD
Dr.-Ing. H. Class
Dr.-Ing. A. Färber
Dr.-Ing. H.-P. Koschitzky
PD Dr.-Ing. W. Marx

Emeriti

Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. Jürgen Giesecke
Prof. Dr.h.c. Dr.-Ing. E.h. Helmut Kobus, Ph.D.
Lehrstuhl für Wasserbau und

Wassermengenwirtschaft

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht
Stellv.: PD Dr.-Ing. Walter Marx, AOR

Lehrstuhl für Hydrologie und Geohydrologie

Leiter: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András
Bárdossy
Stellv.: Dr.-Ing. Arne Färber

Lehrstuhl für Hydromechanik und Hydrosystemmodellierung

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig
Stellv.: Dr.-Ing. Holger Class, AOR

VEGAS, Versuchseinrichtung zur Grundwasser- und Altlastensanierung

Leitung: Jürgen Braun, PhD
Dr.-Ing. Hans-Peter Koschitzky, AD

Versuchsanstalt für Wasserbau

Leiter: apl. Prof. Dr.-Ing. Bernhard Westrich

Verzeichnis der Mitteilungshefte

- 1 Röhnisch, Arthur: *Die Bemühungen um eine Wasserbauliche Versuchsanstalt an der Technischen Hochschule Stuttgart,* und
Fattah Abouleid, Abdel: *Beitrag zur Berechnung einer in lockeren Sand gerammten, zweifach verankerten Spundwand,* 1963
- 2 Marotz, Günter: *Beitrag zur Frage der Standfestigkeit von dichten Asphaltbelägen im Großwasserbau,* 1964
- 3 Gurr, Siegfried: *Beitrag zur Berechnung zusammengesetzter ebener Flächen-tragwerke unter besonderer Berücksichtigung ebener Stauwände, mit Hilfe von Randwert- und Lastwertmatrizen,* 1965
- 4 Plica, Peter: *Ein Beitrag zur Anwendung von Schalenkonstruktionen im Stahlwasserbau,* und Petrikat, Kurt: *Möglichkeiten und Grenzen des wasserbaulichen Versuchswesens,* 1966

- 5 Plate, Erich: *Beitrag zur Bestimmung der Windgeschwindigkeitsverteilung in der durch eine Wand gestörten bodennahen Luftschicht, und*
Röhnisch, Arthur; Marotz, Günter: *Neue Baustoffe und Bauausführungen für den Schutz der Böschungen und der Sohle von Kanälen, Flüssen und Häfen; Gesteungskosten und jeweilige Vorteile, sowie Unny, T.E.: Schwingungsuntersuchungen am Kegelstrahlschieber, 1967*
- 6 Seiler, Erich: *Die Ermittlung des Anlagenwertes der bundeseigenen Binnenschiffahrtsstraßen und Talsperren und des Anteils der Binnenschifffahrt an diesem Wert, 1967*
- 7 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Arthur Röhnisch mit Beiträgen von* Benk, Dieter; Breitling, J.; Gurr, Siegfried; Haberhauer, Robert; Honekamp, Hermann; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg; Miller, Rudolf; Plate, Erich J.; Radomski, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1967
- 8 Jumikis, Alfred: *Beitrag zur experimentellen Untersuchung des Wassernachschubs in einem gefrierenden Boden und die Beurteilung der Ergebnisse, 1968*
- 9 Marotz, Günter: *Technische Grundlagen einer Wasserspeicherung im natürlichen Untergrund, 1968*
- 10 Radomski, Helge: *Untersuchungen über den Einfluß der Querschnittsform wellenförmiger Spundwände auf die statischen und rammtechnischen Eigenschaften, 1968*
- 11 Schwarz, Helmut: *Die Grenztragfähigkeit des Baugrundes bei Einwirkung vertikal gezogener Ankerplatten als zweidimensionales Bruchproblem, 1969*
- 12 Erbel, Klaus: *Ein Beitrag zur Untersuchung der Metamorphose von Mittelgebirgsschneedecken unter besonderer Berücksichtigung eines Verfahrens zur Bestimmung der thermischen Schneequalität, 1969*
- 13 Westhaus, Karl-Heinz: *Der Strukturwandel in der Binnenschifffahrt und sein Einfluß auf den Ausbau der Binnenschiffskanäle, 1969*
- 14 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Ein Beitrag zur Berechnung des Erdwiderstandes unter Ansatz der logarithmischen Spirale als Gleitflächenfunktion, 1970*
- 15 Schulz, Manfred: *Berechnung des räumlichen Erddruckes auf die Wandung kreiszylindrischer Körper, 1970*
- 16 Mobasseri, Manoutschehr: *Die Rippenstützmauer. Konstruktion und Grenzen ihrer Standsicherheit, 1970*
- 17 Benk, Dieter: *Ein Beitrag zum Betrieb und zur Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken, 1970*
- 18 Gál, Attila: *Bestimmung der mitschwingenden Wassermasse bei überströmten Fischbauchklappen mit kreiszylindrischem Staublech, 1971, vergriffen*

- 19 Kuz, Klaus Dieter: *Ein Beitrag zur Frage des Einsetzens von Kavitationserscheinungen in einer Düsenströmung bei Berücksichtigung der im Wasser gelösten Gase*, 1971, vergriffen
- 20 Schaak, Hartmut: *Verteilleitungen von Wasserkraftanlagen*, 1971
- 21 *Sonderheft zur Eröffnung der neuen Versuchsanstalt des Instituts für Wasserbau der Universität Stuttgart mit Beiträgen von* Brombach, Hansjörg; Dirksen, Wolfram; Gál, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Holthoff, Franz-Josef; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Minor, Hans-Erwin; Petrikat, Kurt; Röhnisch, Arthur; Rueff, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1972
- 22 Wang, Chung-su: *Ein Beitrag zur Berechnung der Schwingungen an Kegelstrahlschiebern*, 1972
- 23 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Erdwiderstandsbeiwerte nach dem Ohde-Variationsverfahren*, 1972
- 24 Minor, Hans-Erwin: *Beitrag zur Bestimmung der Schwingungsanfachungsfunktionen überströmter Stauklappen*, 1972, vergriffen
- 25 Brombach, Hansjörg: *Untersuchung strömungsmechanischer Elemente (Fluidik) und die Möglichkeit der Anwendung von Wirbelkammerelementen im Wasserbau*, 1972, vergriffen
- 26 Wildenhahn, Eberhard: *Beitrag zur Berechnung von Horizontalfilterbrunnen*, 1972
- 27 Steinlein, Helmut: *Die Eliminierung der Schwebstoffe aus Flußwasser zum Zweck der unterirdischen Wasserspeicherung, gezeigt am Beispiel der Iller*, 1972
- 28 Holthoff, Franz Josef: *Die Überwindung großer Hubhöhen in der Binnenschifffahrt durch Schwimmerhebwerke*, 1973
- 29 Röder, Karl: *Einwirkungen aus Baugrundbewegungen auf trog- und kastenförmige Konstruktionen des Wasser- und Tunnelbaues*, 1973
- 30 Kretschmer, Heinz: *Die Bemessung von Bogenstaumauern in Abhängigkeit von der Talform*, 1973
- 31 Honekamp, Hermann: *Beitrag zur Berechnung der Montage von Unterwasserpipelines*, 1973
- 32 Giesecke, Jürgen: *Die Wirbelkammertriode als neuartiges Steuerorgan im Wasserbau*, und Brombach, Hansjörg: *Entwicklung, Bauformen, Wirkungsweise und Steuereigenschaften von Wirbelkammerverstärkern*, 1974
- 33 Rueff, Helge: *Untersuchung der schwingungserregenden Kräfte an zwei hintereinander angeordneten Tiefschützen unter besonderer Berücksichtigung von Kavitation*, 1974
- 34 Röhnisch, Arthur: *Einpreßversuche mit Zementmörtel für Spannbeton - Vergleich der Ergebnisse von Modellversuchen mit Ausführungen in Hüllwellrohren*, 1975

- 35 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Dr.-Ing. Kurt Petrikat mit Beiträgen von:* Brombach, Hansjörg; Erbel, Klaus; Flinspach, Dieter; Fischer jr., Richard; Gàl, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Haberhauer, Robert; Hafner Edzard; Hausenblas, Bernhard; Horlacher, Hans-Burkhard; Hutarew, Andreas; Knoll, Manfred; Krummet, Ralph; Marotz, Günter; Merkle, Theodor; Miller, Christoph; Minor, Hans-Erwin; Neumayer, Hans; Rao, Syamala; Rath, Paul; Rueff, Helge; Ruppert, Jürgen; Schwarz, Wolfgang; Topal-Gökceli, Mehmet; Vollmer, Ernst; Wang, Chung-su; Weber, Hans-Georg; 1975
- 36 Berger, Jochum: *Beitrag zur Berechnung des Spannungszustandes in rotations-symmetrisch belasteten Kugelschalen veränderlicher Wandstärke unter Gas- und Flüssigkeitsdruck durch Integration schwach singulärer Differentialgleichungen*, 1975
- 37 Dirksen, Wolfram: *Berechnung instationärer Abflußvorgänge in gestauten Gerinnen mittels Differenzenverfahren und die Anwendung auf Hochwasserrückhaltebecken*, 1976
- 38 Horlacher, Hans-Burkhard: *Berechnung instationärer Temperatur- und Wärmespannungsfelder in langen mehrschichtigen Hohlzylindern*, 1976
- 39 Hafner, Edzard: *Untersuchung der hydrodynamischen Kräfte auf Baukörper im Tiefwasserbereich des Meeres*, 1977, ISBN 3-921694-39-6
- 40 Ruppert, Jürgen: *Über den Axialwirbelkammerverstärker für den Einsatz im Wasserbau*, 1977, ISBN 3-921694-40-X
- 41 Hutarew, Andreas: *Beitrag zur Beeinflußbarkeit des Sauerstoffgehalts in Fließgewässern an Abstürzen und Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-41-8, vergriffen
- 42 Miller, Christoph: *Ein Beitrag zur Bestimmung der schwingungserregenden Kräfte an unterströmten Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-42-6
- 43 Schwarz, Wolfgang: *Druckstoßberechnung unter Berücksichtigung der Radial- und Längsverschiebungen der Rohrwandung*, 1978, ISBN 3-921694-43-4
- 44 Kinzelbach, Wolfgang: *Numerische Untersuchungen über den optimalen Einsatz variabler Kühlsysteme einer Kraftwerkskette am Beispiel Oberrhein*, 1978, ISBN 3-921694-44-2
- 45 Barczewski, Baldur: *Neue Meßmethoden für Wasser-Luftgemische und deren Anwendung auf zweiphasige Auftriebsstrahlen*, 1979, ISBN 3-921694-45-0
- 46 Neumayer, Hans: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in radialen Wirbelkammerverstärkern*, 1979, ISBN 3-921694-46-9
- 47 Elalfy, Youssef-Elhassan: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in Wirbelkammerdioden und -drosseln*, 1979, ISBN 3-921694-47-7
- 48 Brombach, Hansjörg: *Automatisierung der Bewirtschaftung von Wasserspeichern*, 1981, ISBN 3-921694-48-5

- 49 Geldner, Peter: *Deterministische und stochastische Methoden zur Bestimmung der Selbstdichtung von Gewässern*, 1981, ISBN 3-921694-49-3, vergriffen
- 50 Mehlhorn, Hans: *Temperaturveränderungen im Grundwasser durch Brauchwassereinleitungen*, 1982, ISBN 3-921694-50-7, vergriffen
- 51 Hafner, Edzard: *Rohrleitungen und Behälter im Meer*, 1983, ISBN 3-921694-51-5
- 52 Rinnert, Bernd: *Hydrodynamische Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Dichteunterschieden auf die Vertikalvermischung in horizontaler Strömung*, 1983, ISBN 3-921694-52-3, vergriffen
- 53 Lindner, Wulf: *Steuerung von Grundwasserentnahmen unter Einhaltung ökologischer Kriterien*, 1983, ISBN 3-921694-53-1, vergriffen
- 54 Herr, Michael; Herzer, Jörg; Kinzelbach, Wolfgang; Kobus, Helmut; Rinnert, Bernd: *Methoden zur rechnerischen Erfassung und hydraulischen Sanierung von Grundwasserkontaminationen*, 1983, ISBN 3-921694-54-X
- 55 Schmitt, Paul: *Wege zur Automatisierung der Niederschlagsermittlung*, 1984, ISBN 3-921694-55-8, vergriffen
- 56 Müller, Peter: *Transport und selektive Sedimentation von Schwebstoffen bei gestautem Abfluß*, 1985, ISBN 3-921694-56-6
- 57 El-Qawasmeh, Fuad: *Möglichkeiten und Grenzen der Tropfbewässerung unter besonderer Berücksichtigung der Verstopfungsanfälligkeit der Tropfelemente*, 1985, ISBN 3-921694-57-4, vergriffen
- 58 Kirchenbaur, Klaus: *Mikroprozessorgesteuerte Erfassung instationärer Druckfelder am Beispiel seegangbelasteter Baukörper*, 1985, ISBN 3-921694-58-2
- 59 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1984/85 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart), 1985, ISBN 3-921694-59-0, vergriffen
- 60 Spitz, Karlheinz: *Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Inhomogenitäten und Dichteunterschieden*, 1985, ISBN 3-921694-60-4, vergriffen
- 61 Kobus, Helmut: *An Introduction to Air-Water Flows in Hydraulics*, 1985, ISBN 3-921694-61-2
- 62 Kaleris, Vassilios: *Erfassung des Austausches von Oberflächen- und Grundwasser in horizontalebene Grundwassermodellen*, 1986, ISBN 3-921694-62-0
- 63 Herr, Michael: *Grundlagen der hydraulischen Sanierung verunreinigter Porengrundwasserleiter*, 1987, ISBN 3-921694-63-9
- 64 Marx, Walter: *Berechnung von Temperatur und Spannung in Massenbeton infolge Hydratation*, 1987, ISBN 3-921694-64-7

- 65 Koschitzky, Hans-Peter: *Dimensionierungskonzept für Sohlbelüfter in Schußrinnen zur Vermeidung von Kavitationsschäden*, 1987, ISBN 3-921694-65-5
- 66 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1986/87 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart) 1987, ISBN 3-921694-66-3
- 67 Söll, Thomas: *Berechnungsverfahren zur Abschätzung anthropogener Temperaturanomalien im Grundwasser*, 1988, ISBN 3-921694-67-1
- 68 Dittrich, Andreas; Westrich, Bernd: *Bodenseeufererosion, Bestandsaufnahme und Bewertung*, 1988, ISBN 3-921694-68-X, vergriffen
- 69 Huwe, Bernd; van der Ploeg, Rienk R.: *Modelle zur Simulation des Stickstoffhaushaltes von Standorten mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung*, 1988, ISBN 3-921694-69-8, vergriffen
- 70 Stephan, Karl: *Integration elliptischer Funktionen*, 1988, ISBN 3-921694-70-1
- 71 Kobus, Helmut; Zilliox, Lothaire (Hrsg.): *Nitratbelastung des Grundwassers, Auswirkungen der Landwirtschaft auf die Grundwasser- und Rohwasserbeschaffenheit und Maßnahmen zum Schutz des Grundwassers*. Vorträge des deutsch-französischen Kolloquiums am 6. Oktober 1988, Universitäten Stuttgart und Louis Pasteur Strasbourg (Vorträge in deutsch oder französisch, Kurzfassungen zweisprachig), 1988, ISBN 3-921694-71-X
- 72 Soyeaux, Renald: *Unterströmung von Stauanlagen auf klüftigem Untergrund unter Berücksichtigung laminarer und turbulenter Fließzustände*, 1991, ISBN 3-921694-72-8
- 73 Kohane, Roberto: *Berechnungsmethoden für Hochwasserabfluß in Fließgewässern mit überströmten Vorländern*, 1991, ISBN 3-921694-73-6
- 74 Hassinger, Reinhard: *Beitrag zur Hydraulik und Bemessung von Blocksteinrampen in flexibler Bauweise*, 1991, ISBN 3-921694-74-4, vergriffen
- 75 Schäfer, Gerhard: *Einfluß von Schichtenstrukturen und lokalen Einlagerungen auf die Längsdispersion in Porengrundwasserleitern*, 1991, ISBN 3-921694-75-2
- 76 Giesecke, Jürgen: *Vorträge, Wasserwirtschaft in stark besiedelten Regionen; Umweltforschung mit Schwerpunkt Wasserwirtschaft*, 1991, ISBN 3-921694-76-0
- 77 Huwe, Bernd: *Deterministische und stochastische Ansätze zur Modellierung des Stickstoffhaushalts landwirtschaftlich genutzter Flächen auf unterschiedlichem Skalenniveau*, 1992, ISBN 3-921694-77-9, vergriffen
- 78 Rommel, Michael: *Verwendung von Klufdaten zur realitätsnahen Generierung von Klufnetzen mit anschließender laminar-turbulenter Strömungsberechnung*, 1993, ISBN 3-92 1694-78-7
- 79 Marschall, Paul: *Die Ermittlung lokaler Stofffrachten im Grundwasser mit Hilfe von Einbohrloch-Meßverfahren*, 1993, ISBN 3-921694-79-5, vergriffen

- 80 Ptak, Thomas: *Stofftransport in heterogenen Porenaquiferen: Felduntersuchungen und stochastische Modellierung*, 1993, ISBN 3-921694-80-9, vergriffen
- 81 Haakh, Frieder: *Transientes Strömungsverhalten in Wirbelkammern*, 1993, ISBN 3-921694-81-7
- 82 Kobus, Helmut; Cirpka, Olaf; Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter: *Versuchseinrichtung zur Grundwasser und Altlastensanierung VEGAS, Konzeption und Programmrahmen*, 1993, ISBN 3-921694-82-5
- 83 Zang, Weidong: *Optimaler Echtzeit-Betrieb eines Speichers mit aktueller Abflußregenerierung*, 1994, ISBN 3-921694-83-3, vergriffen
- 84 Franke, Hans-Jörg: *Stochastische Modellierung eines flächenhaften Stoffeintrages und Transports in Grundwasser am Beispiel der Pflanzenschutzmittelproblematik*, 1995, ISBN 3-921694-84-1
- 85 Lang, Ulrich: *Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karst-aquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation*, 1995, ISBN 3-921694-85-X, vergriffen
- 86 Helmig, Rainer: *Einführung in die Numerischen Methoden der Hydromechanik*, 1996, ISBN 3-921694-86-8, vergriffen
- 87 Cirpka, Olaf: *CONTRACT: A Numerical Tool for Contaminant Transport and Chemical Transformations - Theory and Program Documentation -*, 1996, ISBN 3-921694-87-6
- 88 Haberlandt, Uwe: *Stochastische Synthese und Regionalisierung des Niederschla-ges für Schmutzfrachtberechnungen*, 1996, ISBN 3-921694-88-4
- 89 Croisé, Jean: *Extraktion von flüchtigen Chemikalien aus natürlichen Lockergestei-nen mittels erzwungener Luftströmung*, 1996, ISBN 3-921694-89-2, vergriffen
- 90 Jorde, Klaus: *Ökologisch begründete, dynamische Mindestwasserregelungen bei Ausleitungskraftwerken*, 1997, ISBN 3-921694-90-6, vergriffen
- 91 Helmig, Rainer: *Gekoppelte Strömungs- und Transportprozesse im Untergrund - Ein Beitrag zur Hydrosystemmodellierung-*, 1998, ISBN 3-921694-91-4
- 92 Emmert, Martin: *Numerische Modellierung nichtisothermer Gas-Wasser Systeme in porösen Medien*, 1997, ISBN 3-921694-92-2
- 93 Kern, Ulrich: *Transport von Schweb- und Schadstoffen in staugeregelten Fließge-wässern am Beispiel des Neckars*, 1997, ISBN 3-921694-93-0, vergriffen
- 94 Förster, Georg: *Druckstoßdämpfung durch große Luftblasen in Hochpunkten von Rohrleitungen* 1997, ISBN 3-921694-94-9
- 95 Cirpka, Olaf: *Numerische Methoden zur Simulation des reaktiven Mehrkomponen-tentransports im Grundwasser*, 1997, ISBN 3-921694-95-7, vergriffen

- 96 Färber, Arne: *Wärmetransport in der ungesättigten Bodenzone: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1997, ISBN 3-921694-96-5
- 97 Betz, Christoph: *Wasserdampfdestillation von Schadstoffen im porösen Medium: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1998, ISBN 3-921694-97-3
- 98 Xu, Yichun: *Numerical Modeling of Suspended Sediment Transport in Rivers*, 1998, ISBN 3-921694-98-1, vergriffen
- 99 Wüst, Wolfgang: *Geochemische Untersuchungen zur Sanierung CKW-kontaminierter Aquifere mit Fe(0)-Reaktionswänden*, 2000, ISBN 3-933761-02-2
- 100 Sheta, Hussam: *Simulation von Mehrphasenvorgängen in porösen Medien unter Einbeziehung von Hysterese-Effekten*, 2000, ISBN 3-933761-03-4
- 101 Ayros, Edwin: *Regionalisierung extremer Abflüsse auf der Grundlage statistischer Verfahren*, 2000, ISBN 3-933761-04-2, vergriffen
- 102 Huber, Ralf: *Compositional Multiphase Flow and Transport in Heterogeneous Porous Media*, 2000, ISBN 3-933761-05-0
- 103 Braun, Christopherus: *Ein Upscaling-Verfahren für Mehrphasenströmungen in porösen Medien*, 2000, ISBN 3-933761-06-9
- 104 Hofmann, Bernd: *Entwicklung eines rechnergestützten Managementsystems zur Beurteilung von Grundwasserschadensfällen*, 2000, ISBN 3-933761-07-7
- 105 Class, Holger: *Theorie und numerische Modellierung nichtisothermer Mehrphasenprozesse in NAPL-kontaminierten porösen Medien*, 2001, ISBN 3-933761-08-5
- 106 Schmidt, Reinhard: *Wasserdampf- und Heißluftinjektion zur thermischen Sanierung kontaminierter Standorte*, 2001, ISBN 3-933761-09-3
- 107 Josef, Reinhold.: *Schadstoffextraktion mit hydraulischen Sanierungsverfahren unter Anwendung von grenzflächenaktiven Stoffen*, 2001, ISBN 3-933761-10-7
- 108 Schneider, Matthias: *Habitat- und Abflussmodellierung für Fließgewässer mit unscharfen Berechnungsansätzen*, 2001, ISBN 3-933761-11-5
- 109 Rathgeb, Andreas: *Hydrodynamische Bemessungsgrundlagen für Lockerdeckwerke an überströmbaren Erddämmen*, 2001, ISBN 3-933761-12-3
- 110 Lang, Stefan: *Parallele numerische Simulation instationärer Probleme mit adaptiven Methoden auf unstrukturierten Gittern*, 2001, ISBN 3-933761-13-1
- 111 Appt, Jochen; Stumpp Simone: *Die Bodensee-Messkampagne 2001, IWS/CWR Lake Constance Measurement Program 2001*, 2002, ISBN 3-933761-14-X
- 112 Heimerl, Stephan: *Systematische Beurteilung von Wasserkraftprojekten*, 2002, ISBN 3-933761-15-8

- 113 Iqbal, Amin: *On the Management and Salinity Control of Drip Irrigation*, 2002, ISBN 3-933761-16-6
- 114 Silberhorn-Hemminger, Annette: *Modellierung von Kluftaquifersystemen: Geostatistische Analyse und deterministisch-stochastische Kluftgenerierung*, 2002, ISBN 3-933761-17-4
- 115 Winkler, Angela: *Prozesse des Wärme- und Stofftransports bei der In-situ-Sanierung mit festen Wärmequellen*, 2003, ISBN 3-933761-18-2
- 116 Marx, Walter: *Wasserkraft, Bewässerung, Umwelt - Planungs- und Bewertungsschwerpunkte der Wasserbewirtschaftung*, 2003, ISBN 3-933761-19-0
- 117 Hinkelmann, Reinhard: *Efficient Numerical Methods and Information-Processing Techniques in Environment Water*, 2003, ISBN 3-933761-20-4
- 118 Samaniego-Eguiguren, Luis Eduardo: *Hydrological Consequences of Land Use / Land Cover and Climatic Changes in Mesoscale Catchments*, 2003, ISBN 3-933761-21-2
- 119 Neunhäuserer, Lina: *Diskretisierungsansätze zur Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen in geklüftet-porösen Medien*, 2003, ISBN 3-933761-22-0
- 120 Paul, Maren: *Simulation of Two-Phase Flow in Heterogeneous Porous Media with Adaptive Methods*, 2003, ISBN 3-933761-23-9
- 121 Ehret, Uwe: *Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar*, 2003, ISBN 3-933761-24-7
- 122 Haag, Ingo: *Der Sauerstoffhaushalt staugeregelter Flüsse am Beispiel des Neckars - Analysen, Experimente, Simulationen -*, 2003, ISBN 3-933761-25-5
- 123 Appt, Jochen: *Analysis of Basin-Scale Internal Waves in Upper Lake Constance*, 2003, ISBN 3-933761-26-3
- 124 Hrsg.: Schrenk, Volker; Batereau, Katrin; Barczewski, Baldur; Weber, Karolin und Koschitzky, Hans-Peter: *Symposium Ressource Fläche und VEGAS - Statuskolloquium 2003, 30. September und 1. Oktober 2003*, 2003, ISBN 3-933761-27-1
- 125 Omar Khalil Ouda: *Optimisation of Agricultural Water Use: A Decision Support System for the Gaza Strip*, 2003, ISBN 3-933761-28-0
- 126 Batereau, Katrin: *Sensorbasierte Bodenluftmessung zur Vor-Ort-Erkundung von Schadensherden im Untergrund*, 2004, ISBN 3-933761-29-8
- 127 Witt, Oliver: *Erosionsstabilität von Gewässersedimenten mit Auswirkung auf den Stofftransport bei Hochwasser am Beispiel ausgewählter Stauhaltungen des Oberrheins*, 2004, ISBN 3-933761-30-1
- 128 Jakobs, Hartmut: *Simulation nicht-isothermer Gas-Wasser-Prozesse in komplexen Kluft-Matrix-Systemen*, 2004, ISBN 3-933761-31-X

- 129 Li, Chen-Chien: *Deterministisch-stochastisches Berechnungskonzept zur Beurteilung der Auswirkungen erosiver Hochwasserereignisse in Flusstauhaltungen*, 2004, ISBN 3-933761-32-8
- 130 Reichenberger, Volker; Helmig, Rainer; Jakobs, Hartmut; Bastian, Peter; Niessner, Jennifer: *Complex Gas-Water Processes in Discrete Fracture-Matrix Systems: Upscaling, Mass-Conservative Discretization and Efficient Multilevel Solution*, 2004, ISBN 3-933761-33-6
- 131 Hrsg.: Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter; Weber, Karolin; Wege, Ralf: *VEGAS - Statuskolloquium 2004*, Tagungsband zur Veranstaltung am 05. Oktober 2004 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2004, ISBN 3-933761-34-4
- 132 Asie, Kemal Jabir: *Finite Volume Models for Multiphase Multicomponent Flow through Porous Media*. 2005, ISBN 3-933761-35-2
- 133 Jacoub, George: *Development of a 2-D Numerical Module for Particulate Contaminant Transport in Flood Retention Reservoirs and Impounded Rivers*, 2004, ISBN 3-933761-36-0
- 134 Nowak, Wolfgang: *Geostatistical Methods for the Identification of Flow and Transport Parameters in the Subsurface*, 2005, ISBN 3-933761-37-9
- 135 Süß, Mia: *Analysis of the influence of structures and boundaries on flow and transport processes in fractured porous media*, 2005, ISBN 3-933761-38-7
- 136 Jose, Surabhin Chackiath: *Experimental Investigations on Longitudinal Dispersive Mixing in Heterogeneous Aquifers*, 2005, ISBN: 3-933761-39-5
- 137 Filiz, Fulya: *Linking Large-Scale Meteorological Conditions to Floods in Mesoscale Catchments*, 2005, ISBN 3-933761-40-9
- 138 Qin, Minghao: *Wirklichkeitsnahe und recheneffiziente Ermittlung von Temperatur und Spannungen bei großen RCC-Staumauern*, 2005, ISBN 3-933761-41-7
- 139 Kobayashi, Kenichiro: *Optimization Methods for Multiphase Systems in the Subsurface - Application to Methane Migration in Coal Mining Areas*, 2005, ISBN 3-933761-42-5
- 140 Rahman, Md. Arifur: *Experimental Investigations on Transverse Dispersive Mixing in Heterogeneous Porous Media*, 2005, ISBN 3-933761-43-3
- 141 Schrenk, Volker: *Ökobilanzen zur Bewertung von Altlastensanierungsmaßnahmen*, 2005, ISBN 3-933761-44-1
- 142 Hundecha, Hirpa Yeshewatesfa: *Regionalization of Parameters of a Conceptual Rainfall-Runoff Model*, 2005, ISBN: 3-933761-45-X
- 143 Wege, Ralf: *Untersuchungs- und Überwachungsmethoden für die Beurteilung natürlicher Selbstreinigungsprozesse im Grundwasser*, 2005, ISBN 3-933761-46-8

- 144 Breiting, Thomas: *Techniken und Methoden der Hydroinformatik - Modellierung von komplexen Hydrosystemen im Untergrund*, 2006, 3-933761-47-6
- 145 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Müller, Martin: *Ressource Untergrund: 10 Jahre VEGAS: Forschung und Technologieentwicklung zum Schutz von Grundwasser und Boden*, Tagungsband zur Veranstaltung am 28. und 29. September 2005 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2005, ISBN 3-933761-48-4
- 146 Rojanschi, Vlad: *Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes*, 2006, ISBN 3-933761-49-2
- 147 Winkler, Nina Simone: *Optimierung der Steuerung von Hochwasserrückhaltebecken-systemen*, 2006, ISBN 3-933761-50-6
- 148 Wolf, Jens: *Räumlich differenzierte Modellierung der Grundwasserströmung alluvialer Aquifere für mesoskalige Einzugsgebiete*, 2006, ISBN: 3-933761-51-4
- 149 Kohler, Beate: *Externe Effekte der Laufwasserkraftnutzung*, 2006, ISBN 3-933761-52-2
- 150 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Stuhmann, Matthias: *VEGAS-Statuskolloquium 2006*, Tagungsband zur Veranstaltung am 28. September 2006 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2006, ISBN 3-933761-53-0
- 151 Niessner, Jennifer: *Multi-Scale Modeling of Multi-Phase - Multi-Component Processes in Heterogeneous Porous Media*, 2006, ISBN 3-933761-54-9
- 152 Fischer, Markus: *Beanspruchung eingeeerdeter Rohrleitungen infolge Austrocknung bindiger Böden*, 2006, ISBN 3-933761-55-7
- 153 Schneck, Alexander: *Optimierung der Grundwasserbewirtschaftung unter Berücksichtigung der Belange der Wasserversorgung, der Landwirtschaft und des Naturschutzes*, 2006, ISBN 3-933761-56-5
- 154 Das, Tapash: *The Impact of Spatial Variability of Precipitation on the Predictive Uncertainty of Hydrological Models*, 2006, ISBN 3-933761-57-3
- 155 Bielinski, Andreas: *Numerical Simulation of CO₂ sequestration in geological formations*, 2007, ISBN 3-933761-58-1
- 156 Mödinger, Jens: *Entwicklung eines Bewertungs- und Entscheidungsunterstützungssystems für eine nachhaltige regionale Grundwasserbewirtschaftung*, 2006, ISBN 3-933761-60-3
- 157 Manthey, Sabine: *Two-phase flow processes with dynamic effects in porous media - parameter estimation and simulation*, 2007, ISBN 3-933761-61-1
- 158 Pozos Estrada, Oscar: *Investigation on the Effects of Entrained Air in Pipelines*, 2007, ISBN 3-933761-62-X

- 159 Ochs, Steffen Oliver: *Steam injection into saturated porous media – process analysis including experimental and numerical investigations*, 2007, ISBN 3-933761-63-8
- 160 Marx, Andreas: *Einsatz gekoppelter Modelle und Wetterradar zur Abschätzung von Niederschlagsintensitäten und zur Abflussvorhersage*, 2007, ISBN 3-933761-64-6

Die Mitteilungshefte ab dem Jahr 2005 stehen als pdf-Datei über die Homepage des Instituts: www.iws.uni-stuttgart.de zur Verfügung.